

АЗЕРБАЙДЖАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ НЕФТИ И ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Ч.М.Халифа-заде
Ch.M.Khalifa-zadeh

Стратиграфия, палегеография и осадочные формации
плиоценовых отложений Южного Каспия и Восточного
Азербайджана
Stratigraphy, paleogeography and sedimentary formations
of the Pliocene deposits within South Caspian and Eastern
Azerbaijan.

(Стратиграфия плиоценовых отложений; фациально-
генетический анализ плиоценовых отложений и
палеогеография плиоценовых бассейнов; осадочные
формации плиоценовых отложений; седиментационно-
тектоническая модель плиоценовых бассейнов)

Баку 2021

Научный редактор:

Оглавление

Предисловие	от	автора
.....	12	
Введение	17	

Часть первая

СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО КАСПИЯ И ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

1. Глава I. История изученности стратиграфии и палеогеографии плиоценовых отложений Азербайджана....	22
2. Глава II. Стратиграфия плиоценовых отложений Азербайджана.....	40
2.1. Сейсмостратиграфия и условные сейсмические горизонты как репера для расчленения и корреляции плиоценовых отложений Южно-Каспийской впадины.....	47
2.1.1. Сейсмостратиграфическая интерпретация геологического и седиментологического строения плиоценовых отложений в пределах Западного борта Южного Каспия.	57
2.1.2. Сейсмостратиграфические интерпретации разрезов плиоценовых отложений Южного - Каспия и прилегающих к нему районов.	59
2.1.3. Расчленение и корреляции разрезов ПТ по данным сейсмостратиграфии.....	67
2.2.1. Стратиграфия и литология плиоценовых отложений Северо-Абшеронской складчатой зоны.....	82

2.2.2. Стратиграфия продуктивной толщи Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага.....	96
2.2.3. Стратиграфия продуктивной толщи Нижне-Куринской впадины и Бакинского архипелага.....	106
2.2.4. Стратиграфия продуктивной толщи Западного Азербайджана.....	128
2.3. Стратиграфия верхнего плиоцена акчакульского яруса Азербайджана.	139

Часть вторая

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

3. Глава III. Седиментологические особенности плиоценовых бассейнов Азербайджана и новые данные о результатах бассейнового анализа.	147
3.1. Седиментологические особенности плиоценовых бассейнов, и новые данные о результатах бассейнового анализа.....	147
3.2. Седиментологические особенности раннеплиоценовых бассейнов.	149
3.3. Седиментологические особенности позднеплиоценовых (акчакуль) бассейнов в пределах Восточного Азербайджана и Южного Каспия....	164
3.4. Новые данные о тектонических типах, палеоморфологии, батиметрии и климате плиоценовых бассейнов Южно-Каспийской впадины.	170
3.5. Эвапориты в сураханской свите продуктивной толщи и их генетическая интерпретация.	177

3.6. О новой находке, маггемита в продуктивной толще западного борта Южного Каспия.....	185
3.7. Турбидитные песчаные системы в продуктивной толще Западного борта Южного Каспия.....	189
3.7.1. Турбидитные песчаные системы как новый генетический тип природных резервуаров в глубоководных структурах.....	196
3.7.2. Исторический взгляд на теорию турбидитных песчаных систем...	200
3.8. Глауконит в промышленных коллекторах продуктивной толщи Западного борта Южного Каспия и его генезис.	204
3.9. Южно-Каспийский плиоцен-антропогенный межгорный рифтогенно-грабенный тип бассейна.....	219
3.10. Тектонические рифтогенные типы бассейнов раннего плиоцена в пределах Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана.	221
3.11. О палеоморфологии, батиметрии и гидрохимическом режиме плиоценовых бассейнов ЮКБ и Восточного Азербайджана.	225
3.12. Диагенетическая модель обломочных резервуаров в продуктивной толще Южного Каспия.....	232
3.13. О палеотемпературе мезокайнозойских и антропогенных морей Южно-Каспийской впадины и Восточного Азербайджана.	237
4. Глава IV. Фациально-генетический анализ и палеогеографическая реконструкция плиоценовых бассейнов Азербайджана.	246
4.1. Фациально-генетический анализ отложений продуктивной толщи Азербайджана.	247

4.2. Фациально-генетический анализ акчакылских отложений Азербайджана.....	275
4.3. Фациально-палеогеографические условия образования продуктивной толщи в пределах Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана.....	290
4.4. Литолого-петрографические, фациально-генетические критерии для определения строения и генезиса продуктивной толщи и границы распространения «Абшеронской фации» в пределах западного борта Южного Каспия.	308
4.4.1. Исторический взгляд на концепцию «Абшеронской фации» продуктивной толщи.....	309
4.4.2. Современные представления о распространения «Абшеронской фации» продуктивной толщи Западного борта Южного Каспия.....	317
4.5. Палеогеография акчакылских бассейнов западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана.....	324
4.51. Палеогеография раннего акчакыла Восточного Азербайджана и Южного Каспия.....	325
4.5.2. Палеогеография позднего акчакыла Восточного Азербайджана и Южного Каспия.....	332
5. Глава V. Циклическое и трансгрессивное строение продуктивной толщи и эвстатические колебания уровня плиоценовых бассейнов.....	339

Часть третья

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА И ЮЖНОГО КАСПИЯ.

6. Глава VI. Формационная характеристика плиоценовых бассейнов	Азербайджана	и	Южного Каспия.....	360
6.1. Пестроцветная терригенно-глинистая молассовая формация раннего плиоцена	Восточного Азербайджана и Западного борта	Южного Каспия.		364
6.1.1. О циклическом строении и петрографической характеристике молассовой формации нижнего плиоцена ЮКБ	и	Восточного Азербайджана.		379
6.2. Общая характеристика терригенно-глинистой молассовой формации позднего плиоцена	Центрального и Восточного Азербайджана	и	Южного Каспия.....	384
7. Глава VII. Седиментолого-тектоническая модель плиоценовых бассейнов	Южного Каспия и Восточного Азербайджана.			392
8.		Заключение		413
9.		Литература.		438

AZERBAIJAN STATE OIL AND INDUSTRY UNIVERSITY

Ch.M.Khalifa-zadeh

Stratigraphy, paleogeography and sedimentary formations
of the Pliocene deposits within South Caspian and Eastern
Azerbaijan.

First part

Stratigraphy of Pliocene deposits; facies and genetic analysis
of Pliocene deposits; paleogeography of Pliocene basins;
sedimentary formations of Pliocene deposits; sedimentary-
tectonic model of Pliocene basins.

Contents

Preface

.....	12
Introduction.....	7

First part

STRATIGRAPHY OF PLIOCENE DEPOSITS WITHIN SOUTH CASPIAN AND WESTERN AZERBAIJAN	22
---	----

First chapter. The history of studying of Stratigraphy of Pliocene deposits of Azerbaijan	22
---	----

Second Chapter. The Stratigraphy of Pliocene deposits of Azerbaijan	40
---	----

2.1. Seismic stratigraphy conventional seismic horizon as perer for dissecting and korrellation of Pliocene succession within south Caspian deprations.....	47
---	----

2.11. Seismic stratigraphic interperetation of geologic and sedimentologic structure of Pliocene succession in south Caspian	57
--	----

2.12. Seismic stratigraphy interperetation of sections of Pliocene deposits within within South Caspian and adjacent to	
---	--

them regions.	59
2.13. Dissecting and correlation of sections of productive series on the base of seismic stratigraphy data.	67
2.21. Stratigraphy and lithology of Pliocene successions of Nouth Absheronian folding zone.	82
2.22. Stratigraphy Absheron peninsula and Absheron archipelago	96
2.23. Stratigraphy of productive series of lower Kur trough and Baku archipelago.	106
2.24. Stratigraphy of productive series of western Azerbaijan.	128
2.3. Stratigraphy of upper Pliocene of akchakil layer of Azerbaijan.	139

Second part. Paleogeography of Pliocene deposits within Azerbaijan.

3. Chapter third. Sedimentary features of Pliocene basins of Azerbaijan and new data on the results of basin analysis.	147
3.1. Sedimentary features of Pliocene basins and new data on the results of basin analysis.	147
3.2. Sedimentary features early Pliocene basins.	149
3.3. Sedimentary features late (post) Pliocene (akchakil) basins within South Caspian and Eastern Azernaijan.	164
3.4. The new data on the tectonic types, paleomorphology, bathymetry and climate of Pliocene basins of south Caspian depressions.	170
3.5. Evaporits in surachan swite of productive series and its genetic interpretation.	177
3.6. On the new find maggemite in productive series within western boart of South Caspian.	186

3.7. Turbidite sandy system in productive series of western board of South Caspian.	189
3.7.1. The turbidite sandy system as new genetic type of natural reservoirs in large depth structures.	196
3.7.2. The historical bearing to the theory turbidite sandy system.	200
3.8. Glauconite in industrial reservoirs in productive series of western board of South Caspian and its genesis.	204
3.9. Southin Caspian Pliocene-antropogen intermountaine riftogen-graben basin.	219
3.10. Tectonic-riftogen types of basins of late Pliocene within western board of South Caspian and Eastern Azerbaijan.	221
3.11. On the paleomorphology, bathymetry and hydrochemical regime of Pliocene basins of South Caspian trough and Eastern Azerbaijan.	225
3.12. Diagenetic model of fragmental reservoirs in productive series of South Caspian.	232
3.13. On the paleotemperature of mesozoic-cenozoic antropogen, seas within South Caspian trough and Eastern Azerbaijan.	237
Chapter fourth. Facies-genetic analysis and paleogeographic reconstruction of Pliocene basins of Azerbaijan.	247
4.1. Facies-genetic analysis deposits of productive series Azerbaijan.	247
4.2. Facies-genetic analysis of akchacil deposits of	

Azerbaijan.....	275
4.3. Facies- paleogeographic condintion of orgination productive series within western boart of South Caspian and Eastern Azerbaijan.....	290
4.4. Lithologo-petrographic, facies-genetic criteria for determination of structure and origin of productive series and boundery of the distribution of “Absheron facies” within western bourt South Caspian	308
4.4.1. Hystorical sight to the conception of “Absheron facies” of productive series.	309
4.4.2. Modern conception on the distribution “Absheron facies” of productive series within western bourt South Caspian.	317
4.5. Paleogeography of akchakil basins within western bourt of South Caspian.....	324
4.5.1. Paleogeography of early alchakil of South Caspian and Eastern Azerbaijan.....	325
4.5.2. Paleogeography of late akchakil of Eastern Azerbaijan and South Caspian.	332
5. Chapter five. Cyclic and transgressive structure of productive series and evstatic assilation levels of Pliocene basins.	339

Third part

6. Sedimentary formations and sedimentology-tectonic model of Pliocenedeposits of Eastern Azerbaijan and South Caspian.	360
6.1. Motiled colorid terrigenus-shale molass formation early Pliocene of Eastern Azerbaijan and western boart of South Caspian.....	364
6.1.1. On the structure and petrographic characteristic of	

molassa formation early Pliocene within Caspian trough and Eastern Azerbaijan.	379
6.2. General characteristic terrigenous-shale molassa formation late Pliocene central and Eastern Azerbaijan and South Caspian.	384
7. Chapter seventh. Sedimentological-tectonic model of Pliocene basins within South Caspian and Eastern Azerbaijan.	393
8. Conclusion.....	413
9.	Referens 438

Предисловие

В Плиоценовых отложениях Азербайджана из-за локализации в них богатых месторождений нефти и газа за последний 100 лет на их изучения посвящены многочисленные работы, в том числе, работы выдающихся русских, азербайджанских и западных ученых.

В настоящее время в геологической литературе имеются многочисленные фондовые и опубликованные статьи и монографии в республиканских и зарубежных журналах, освещающих геологии и геофизику Южно-

Каспийской впадины и Восточного Азербайджана, а также многочисленные статьи, посвященные стратиграфии, литологии, тектонике и геодинамике, палеогеографии и гидрогеологии Южно-Каспийского бассейна и прилегающих к нему районов.

Имеется большое количество статей и монографий, посвященных геологии, геофизике, стратиграфии, литологии, нефтяной и промысловой геологии и гидрогеологии продуктивной толщи Южного Каспия.

Между тем, в изучении геологии и геофизики Южно-Каспийского бассейна остается много белых пятен, раскрытия которых требует изучение геологии и геофизики данного интересного региона в едином комплексе, фокусируя главное внимание на изучение геологических процессов и их последствий, происходящих в Южно-Каспийском бассейне.

В рекомендуемой к вниманию читателей монографии, проблемы стратиграфии, бассейновых и фациально-циклических анализов разрезов плиоценовых отложений, палеогеографическая реконструкция и флуктакция уровня плиоценовых бассейнов, формационный анализ плиоценовых отложений и создание тектонико-седиментологических моделей плиоценовых бассейнов выполнены совершенно на новой плоскости и с новых позиций. В этой монографии автор доказал, что в решении большой и актуальной проблемы плиоценовых отложений Южно-Каспийского бассейна можно применить комплексно системный подход. Между проблемами стратиграфии, палеогеографии и формации плиоценовых отложений имеется тесно органическая связь, которая может быть

раскрыта при исследовании и выполнении его одним и тем же лицом.

Основная идея автора монографии заключается в том, что в целом природные процессы, в том числе, геологические процессы и явления очень сложные, многоликовые, ибо раскрывать их сущность требует комплексного, всестороннего подхода; обычно одним методом, одним научным направлением можно видеть лишь одну сторону явлений, в этом случае сущность процессов остается далеко от нашего видения. Естественно при этом полученные выводы зачастую становятся далеко от реальной действительности. Поэтому автор монографии для решения той иной проблемы геологической науки старался использовать несколько самостоятельных методов и научных направлений. В этой монографии научные геологические построения автора базировались на знание стратиграфии, седиментологии, фациально-циклических и формационных анализов, палеогеографических реконструкций, сейсморазведки, сеймостратиграфии и широкое использование ГИС.

Поэтому выводы автора монографии, заметно отличаются по ряду вопросов от выводов предыдущих исследователей.

Какие же выводы автора монографии заслуживают внимания и свидетельствуют о глубокой научной разработке по плиоценовым отложениям Южно-Каспийского бассейна и Восточного Азербайджана.

Та часть стратиграфии плиоцена, особенно для его нижнего подразделения - многочисленные источники сноса горных и равнинных рек, каждая из них, впадая в

продуктивный бассейн, создали специфические строение продуктивной толщи: в пределах ареалов ее развития. Расчленение и разработка корреляции разрезов продуктивной толщи из различных структурно-фациальных зон может быть реализована. По региональным элементам, которые могут быть рассмотрены в качестве трансгрессивных и регрессивных элементов шести макро и мезоциклов, установленных в строении плиоценовых отложений, а также региональные перерывы, образовавшиеся, между местными и региональными стратиграфическими подразделениями плиоцена, которые хорошо прослеживаются также во временных разрезах МОГТ.

Нижнеплиоценовые отложения (продуктивная толща) имеют трансгрессивное строение, что легко доказывается выклиниванием ее более древних подразделений в Западном направлении в пределах Абшеронского полуострова и Нижне-Курипской впадины и отчасти Северо-Абшеронской складчатой зоны. Этот вывод имеет важное значение для построения сводной стратиграфической схемы нижнего плиоцена в пределах южного Каспия и Восточного Азербайджана.

По части палеогеографических реконструкций плиоценовых бассейнов по ряду признаков и параметров продуктивной толщи и акчакрыла они между собой являются антиподами. Нижнеплиоценовые бассейны являются интраконтинентальными, замкнутыми, глубоководными, в его абиссальной части формировались глинистые толщи с мощностью 2500-2800 м, которые были обогащены песчано-турбидитными системами, которые вероятно могут играть роль природных резервуаров.

Большие мощности продуктивных отложений формировались в верхней части континентального шельфа (4000-5000 м), который является депоцентром, а топографическая ось бассейна находится в его абиссали. Продуктивный бассейн имел напряженный тектонический режим, образовался за счет рифтогенеза в коллезионный стадии развития Большого и Малого Кавказа и Копетдага. Он принадлежал к аридному литогенезу. В раннем плиоцене зона распространения этого литогенеза занимала огромную территорию: от Ферганской долины до пролива Гибралтара.

Верхнеплиоценовой бассейн является эпиконтинентальным со слабым тектоническим режимом. Он представляет собой как соленоводный бассейн, где его глубокая абиссальная часть была расположена в Нижне-Каспийском бассейне, где формировались (темно-серые глины) на глубине 1000-1500 м. При этом мощность глинистых слоев не превышает 50-100 м.

Из плиоценовых отложений Южного Каспия и Восточного Азербайджана были выделены две формации, из которых каждая из них укладывается в объеме нижнего и верхнего плиоцена. Раннеплиоценовая формация была названа пестроцветная терригенно-глинистая, а познеплиоценовая темно-серая песчано-глинистая молласовая. Границы каждой из формации соответствует зонам регионального несогласия и размывам, которые хорошо прослеживаются в полевых обнажениях, а в депрессионных зонах по временным разрезам МОГТ.

Пестроцветная-терригенно-глинистая формация морфологически напоминает грандиозную макролинзу, где

в строении формации принимает участие несколько макроциклов, фациальных зон и литолого-петрографических горизонтов. Формация ясно иллюстрирует заложения, эволюцию и замыкания раннеплиоценовых бассейнов. И в свою очередь раскрывает детали историко-геологического развития территории в ранием плиоцене. Познеплиоценовая сероцветная песчано-глинистая формация в формационном профиле показано не полностью, фрагментально из-за грандиозного размера территории развития акчакылского бассейна. Однако в формационном профиле ясно иллюстрировано циклическое строение формации и закономерная смена фациальных зон.

Автор, пользуясь случаем, выражает благодарность академику В.М.Бабазаде, взявший на себя большой труд редактировать данную монографию и весьма признателен Проф. В.Ш.Гурбанову. доц. И.М.Мамедову, докторам философии А.Р. Талыблы и В.Р.Мурсалову за интерес и внимание, к рукописи монографии. Автор благодарен сотрудникам кафедры геологии и разработки месторождений полезных ископаемых за помощь при написании данной книги. Автор признателен сотруднице отдела «Геотектоника и региональной геологии» Института Геологии и Геофизики Мехтиева З.Н. за каждодневную помощь в написании монографии.

Г.Баку

Чингиз

Халифазаде.

Введение

Плиоценовые отложения входят в состав наиболее молодого миоцен-антропогенового структурного этажа – которые широко распространены на территории Азербайджана. В настоящее время плиоцен в Азербайджане делятся на две самостоятельные яруса: нижний плиоцен-продуктивная толща и верхний плиоцен на Южном Кавказе именуется акчакыльским ярусом.

По литолого-стратиграфическому строению и тектоническому режиму отложения этих двух

стратиграфических подразделения резко отличаются между собой.

Изученные нами районы охватывает Западный борт и отчасти восточный борт Южного Каспия и на суше Центральный и Восточный Азербайджан. На данной территории нами были изучены материалы глубоких скважин и выходы продуктивной толщи более 50 разрезов, а по акчакыльским отложениям преимущественно исследованы по их полевым выходам 65 разрезов. Изученные полевые разрезы и локальные структуры иллюстрированы на обзорной карте Южного Каспия и Восточного Азербайджана (см. рис. 1.1).

Плиоценовые отложения с начала прошлого столетия стали интенсивно изучаться на континентальной части территории Азербайджана. Причиной интенсивного изучения плиоцена является размещение в них уникальных нефтяных и газовых месторождений.

Первые исследования плиоцена выполнены русскими учеными, особенно отложения его нижнего яруса, имеющего местное название продуктивной толщи, И.М.Губкин, А.А.Авдусин, В.П.Батурин, М.И.Абрамович, Ф.И.Голубятников, В.В.Богачев и др. Вклад русских ученых по стратиграфии, тектонике Юго-Восточного Кавказа и происхождению нефти и природного газа в продуктивной толще по сей день не потеряли свои значения и практического значения. После этого над различными проблемами продуктивной толщи занималась целая плеяда Азербайджанских ученых-геологов и геофизиков.

Проблема, которую мы затрагивали (стратиграфия, палеогеография и формационный анализ) в данной книге,

несмотря на более столетие изучения продуктивной толщи Азербайджана, были освещены в литературе не достаточно и для своего более глубокого разрешения требуют проведения новейших геолого-геофизических методов исследований, не говоря о более фундаментальных седиментологических разработках.

Начнем со стратиграфии продуктивной толщи, которую еще в начале прошлого столетия М.И.Абрамович в разрезах Абшеронского полуострова делил на 9 подразделений, которые по сей день широко используется местными геологами в других частях западного борта Южного Каспия. Хотя сходства этих подразделений в других частях западного борта Южного Каспия довольно таки спорно. Тектоническое строение Южного Каспия благодаря широкому применению региональных и локальных геофизических работ в значительной степени уточнялось и усовершенствовалось. Проблема происхождения нефтяных и газовых залежей, благодаря глубокому изучению нефтей и их микроэлементов, состав битумов, а также изучение изотопов серы и кислорода в нефтях определили глубину разработки данной проблемы.

В изучении палеогеографии продуктивной толщи большой вклад внес В.П.Батулин, который рассматривал продуктивную толщу Абшеронского полуострова как дельта палеоволги, хотя с этой концепцией В.М.Батурина сильно полимеризировал Л.П.Пустовалов, который считал, что в образовании продуктивной толщи большая роль принадлежит мезозойским отложениям Юго-Восточного Кавказа. Позже А.А.Ализаде разработал концепцию о бассейне балаханской свиты, которая является замкнутым

бассейном, характеризовался питанием Палеоволги и другими многочисленными источниками сносы терригенного материала. В частности, он включил наряду с Палеоволгой, Палеосамур, Палеокур на западе и Палеоузбой и Палеоамурдаря на востоке.

После распада СССР и приобретение независимости Азербайджана палеогеография бассейна продуктивной толщи была рассмотрена Т.С.Шахсуваровым, который морфометрическими исследованиями попытался восстановить рельеф дна продуктивного бассейна. П.З.Мамедов на основании сейсмостратиграфических исследований составил палеогеографическую схему и показал в ней источники питания продуктивного бассейна: дельту Палеоволги, Палеосамура, Палеопирсаат, Палеокура, и на востоке дельту Палеоамурдаря.

В 1994 году после заключения договора века об эксплуатации месторождений Гюнешли, Азери и Чираг на 25 лет некоторые английские и американские ученые геологи, в том числе Мортон, Аллен, Симонс, Грин, Рюмборт Носсак, Рауен Григори, Бауман Эндрю, Гюренберг и др. изучив ограниченное число разрезов Абшеронского полуострова и прилегающих регионов, сделали вывод о том, что продуктивный бассейн является мелководным озером, который был заполнен дельтой палеоволги и другими палеореками, стекающими с гор Юго-Восточного Кавказа и восточной части Малого Кавказа. Из выше изложенного стало ясно, что до недавнего времени для продуктивного бассейна Азербайджана была составлена палеогеографическая схема расположения палеodelьты без изучения батиметрии, солености, температуры, фации

минералов в шельфовой части продуктивного бассейна, не проводив фациально-генетический анализ разрезов продуктивной толщи из различных частей бассейна седиментации.

А в последней статье Назима Абдуллаева, используя данные МОГТ и ГИС составил палеогеографические карты продуктивной толщи, где в них были иллюстрированы области распространения глубоководных отложений и эвапоритов. Можно сказать, в этой статье сравнительно молодой специалист Назим Абдуллаев и др. занимались в фациальных и палеогеографических построениях продуктивного бассейна и имели некоторые интересные результаты. А, что касается формационному анализу плиоценовых отложений, эти исследования проводятся впервые. Между тем фациальные, палеогеографические, формационные анализы плиоценового отложения дали ценные информации о морфологии и эволюции плиоценовых бассейнов; уточнив геологического строения неоген-антропогенного структурного этажа в конечном счете внес ясности в истории развития плиоценовых бассейнов.

А.Ш.Шихалибейли рассмотрел молассовые формации в общих чертах в орогенной стадии развития Кавказской геоантиклинали. Он выделил для олигоцен-миоценовых комплексов морские молассы, а для плиоцен-антропогенных отложений – континентальные молассы. Верхний миоцен, у этого исследователя также входит в состав континентальных моласс.

Формационный анализ мы провели на основании генетического анализа разрезов плиоценовых отложений,

определили объем формации на основании стратиграфических и тектонических несогласий между литостратонами. При формационном анализе мы взяли в основу фациально-генетического метода анализа формации, разработанного Н.М.Страховым (Страхов, 1961), с некоторыми изменениями автора за счет учета местных геологических условий.

Предложенная к вниманию читателей книга преимущественно базируется на основании собственных исследований автора, проведенных в ЮКБ и Восточном Азербайджане более 20 лет. Кроме того в книге использованы более 50 разрезов продуктивной толщи и 65 разрезов акчакылского яруса, которые охватывают весь Восточный и Центральный Азербайджан и морскую акваторию западного борта Южного Каспия.

Книга состоит из трех частей, в которых рассматриваются история изученности плиоценовых отложений Азербайджана; стратиграфия плиоцена в пределах отдельных структурно-фациальных зон. Вторая часть целиком посвящена палеогеографии плиоценовых отложений Центрального, Восточного Азербайджана и морской акватории Западного Каспия. Последняя, третья часть монографии посвящена формационному анализу плиоценовых отложений Восточного Азербайджана и Западного борта Южного Каспия. Из разрезов плиоцена выделяются две молассовые формации, из них первая формация именована пестроцветной песчано-глинистой молассовой, которая полностью укладывается в объеме продуктивной толщи нижнего плиоцена. Вторая формация по строению и типу литогенеза резко отличается от первой

формации нижнего плиоцена, которую мы называли сероцветно-песчано-глинистой формацией, которая полностью укладывается в объем акчакылского яруса.

В третью часть книги включена глава седиментационно-геодинамическая модель плиоценовых отложений ЮКБ. Книга завершается с обширным заключением на русском и английском языках.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ
**ГЛАВА I. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ СТРАТИГРАФИИ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛИОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА**

История изученности стратиграфии, позже палеогеографии плиоценовых отложений были начаты русскими учеными в начале прошлого столетия в связи с

разработкой нефтяных месторождений Абшеронского полуострова. Среди исследователей изучавшийся стратиграфии плиоцена, особенно его нижнего яруса, которого местные геологи называли продуктивной толщей, были М.В.Абрамович, Д.В.Голубятников, И.М.Губкин, В.П.Батурин, А.А.Авдусин, В.В.Богачев и др. М.В.Абрамович по литологическому составу продуктивную толщу Абшеронского полуострова делил на 9 литологических подразделений (литостратоны), которые по сей день не потеряли своего геолого-стратиграфического значения.

И.М.Губкин провел фундаментальную геологическую работу в пределах Абшеронского полуострова и Юго-Восточного Кавказа. Он заложил основу нефтяной геологии Азербайджана. Д.В.Голубятников провел геологическую съемку в масштабе 50 000 на Абшеронском полуострове и Юго-восточном Гобыстане. В.П.Батурин, А.А.Авдусин и Фукс Романова начали исследовать литологию песчано-глинистых толщ продуктивной толщи. В то время они в целом провели петрографические работы, детально изучали гранулометрический состав и акцессорные минералы в тяжелых фракциях обломочных и глинистых пород. В.П.Батурин по доминирующей роли кварца в строении продуктивной толщи, а также по составу акцессорных минералов высказал концепцию, что продуктивная толща Абшеронского полуострова является дельтой палеоволги. Эта концепция В.П.Батурина до сегодняшнего дня не потеряла своего научного значения среди местных ученых геологов и предшественников.

**Рис. 1.1. Обзорная карта Восточного
Азербайджана и Западного борта Южного Каспия.**

1-складчатая система Большого Кавказа. 2-Линия выклинивания продуктивной толщи; 3- локальный гравитационный максимум силы тяжести; 4-нефтяные месторождения; 5-газовые и газо-конденкатные месторождения; 6-перспективные структуры;

Месторождения: 1-Западный Абшерон 2-Абшеронская банка 3-Дарвин банка 4-Северный Пираллахи 5 -Южный Пираллахи 6 - Гурган-дениз 7 - Южная 8-Чиров ада 9- Хази Аслснв. 10-Грязовой Пилла; 11-Нефт дашлары; 12-; 13-Гарабаг; 14-Гюнешли; 15-Чираг; 16-Азери; 17-Кяпаз; 18-Бузовна-Маштага; 19-Гала; 20-Зира; 21-Балаханы-Сабунчи-Рамана; 22- Сураханы; 23-Гарачухур; 24-Остров Песчаное; 25-Бахар; 26-Шахдениз; 27-Бинагади-Чахнаглар; 28-Аташгах-Сабандаг; 29-Ясямяльская долина; 30-Бибигейбат; 31-Локбатан-Бута; 32-Карказ; 33-Гушхана; 34-Гарадаг; 35-Булла-остров; 36-Кяниздаг; 37-Сангачал-дениз; 38-Дуванны-дениз; 39-Хара-зира; 40-Булла-дениз; 41-Дуваны; 42-Дашгил; 43-Алят-дениз; 44-Пирсагат; 45-Гарасу; 46-Галамадин; 47-Мушовдаг; 48-Галмаз; 49-Курсанджа; 50-Кюровдаг; 51-Гарабаглы; 52-Хилли; 53-Нефтчала.

А.А.Авдусин уделил большое внимание минералогическому составу песчано-алевритовых пород и их коллекторским свойствам, что было очень важно для оценки нефтенасыщенных промышленных горизонтов. Ранее взгляды об образовании продуктивной толщи были высказаны Шегренем, которые образование продуктивной толщи прибрежно-мелководной солонатовой обстановке при частой смене физико-географических условий (Шегрен, 1891). Н.И.Андрусов и Д.В.Голубятников (Андрусов, 1916; Голубятников, 1931). Они выдвинули идею о континентальном происхождении продуктивной толщи. М.В.Абрамович и И.М.Губкин высказали взгляды об образовании продуктивной толщи в замкнутых водоемах. Наконец, дельтовые происхождение продуктивной толщи высказали целый ряд русских ученых среди них можно указать (Калицкий, 1922; Богачев, 1925; Ковалевский, 1940; Батурина, 1947). Выше было отмечено, что взгляды В.М. Батурина были хорошо обосновано минеролого-петрографическими данными и по сей день не потерял свое научное значение. Различные взгляды о происхождении продуктивной толщи высказывались другие азербайджанские ученые – А.Д.Султанов, А.Г.Алиев, В.А.Гирин, Ш.Ф.Мехтиев, А.А.Ализаде, Г.А.Ахмедов. Среди высказанных взглядов, решающее им критерием можно считать следующее.

а) постановка кварцевого материала при парагенезе метаморфических минералов;

б) частые смены физико-географической обстановки в бассейне седиментации;

В) наличие в составе преимущественно «немых» толщ ПТ, наземных и переотложенных фораминифер и моллюсков, включающий палеозойских галек, а также минеральных ассоциаций Юго-Восточного Кавказа;

г) падение уровня Каспия и осушение его северной части, последующем расширением его контуров;

д) наличие в разрезах ПТ подводно-оползневых образований глинистых катунов и обломков пород из подстилающих отложений.

Краткие сведения об истории изученности стратиграфии, литостратиграфии и палеографии продуктивной толщи после работы знаменитых русских геологов в 30-х годах прошлого столетия, которые выполнены под руководством И.М.Губкина, Л.В.Пуставалова и др. следует указать А.Якубова, А.А.Ализаде, Ш.Ф.Мехтиева, А.Д.Султанова, А.Г.Алиева, которые изучали различные аспекты геологии и литологии продуктивной толщи Абшеронского полуострова, Нижне-Куринской впадины и Юго-Восточного Гобустана.

После второй Мировой Войны Совет Министров СССР Абшеронские нефтяные месторождения держал в центре внимания, выделил большие средства и направлял в Азербайджан крупных специалистов по геологии и разработке нефтяных месторождений. В 1948 году, после открытия на акватории Каспия крупных нефтяных месторождений Нефть Дашлары внимание ЦК КПСС и Совета Министров СССР удвоилось. Были привлечены также усилия геологов Института Геологии и ведущих производителей для расширения геолого-разведочных работ на суше и на море. В это время стратиграфические и

литологические работы мобилизованы на изучение происхождения, строения и литологии продуктивной толщи не только на Абшеронском полуострове, но и Шемаха-Гобустанском районе и в Нижнекуринской впадине. В этих литологических работах А.Д.Султанов и А.Г.Алиев занимали ведущую роль. А.Д.Султанов написал диссертацию литологии продуктивной толщи Азербайджана, а А.Г.Алиев составил большую монографию по литологии третичных отложений Азербайджана.

Одновременно в координационном совете АН СССР под руководством чл.корр. АН Л.В.Пустовалова было организовано Азербайджанская нефтяная экспедиция с целью разработки научной основы поисково-разведочных работ на нефть в Азербайджане и радикальную разработку нефтяных месторождений. Именно под руководством Л.В.Пустовалова по изучению литологии продуктивной толщи было достигнуто серьёзных успехов. По рекомендации Л.В.Пустовалова В.С.Князев глубоко изучал минералы кварца в продуктивной толще, В.Д.Шутов изучил полевые шпаты в продуктивной толще и А.Г.Коссовская занималась изучением глинистых минералов с применением комплекса физико-химических методов.

В.С.Князев в обломочных породах ПТ обнаружил три генетических типа кварца. Первый генетический тип кварца с волнистым погасанием он отнес метоморфическому типу, другой генетический тип с включениями жидкостей и газов он назвал вулканогенный кварц, и наконец, третий тип кварца, сильно окатанный, трещиноватый он назвал осадочным. По распределению различных генетических типов определил размеры и

петрографический состав питающей провинции. Гораздо интересные данные получились по изучению полевых шпатов в Абшеронском полуострове, Гобустане и Нижнекуринской впадине. В.Д.Шутов при своих исследованиях широко используя федоровского столика во всех модификациях полевых шпатов, определил в них важнейший оптический констант значение $2V$. Затем используя диаграммы Лодочникова и собственную диаграмму составил карту распределения К-вых и Na-Ca-вых полевых шпатов. фактические карты распределения полевых шпатов в обломочных породах продуктивной, толщи дали ему возможность точно определить петрографический состав источников сноса.

Не менее интересные результаты получила А.Г.Косовская по изучению коллоидной фракции глинистых минералов продуктивной толщи. Она впервые установила широкое развитие монтмориллонита в глинистых породах. А в нижнекуринской впадине она с помощью химического и электрономикроскопических анализов обнаружила в глинах распространение польгорскита и сепиолита, что косвенно подтверждает в зоне денудации палеокуры распространение основных эффузивов.

А.Г.Косовская в своей книге используя глинистых минералов, одновременно решила палеогеографическую задачу, особенно для Западного Азербайджана. Она выделила область распространения загипсованных глин, по ее мнению в заключительной стадии развития продуктивный бассейн стал расчленяться, омелиться и при засушливом климате образовались загипсованные глины.

В 50 годах прошлого столетия в изучении продуктивной толщи немаловажный вклад внесли В.А.Горин, П.П.Потапов, А.А.Ализаде, В.Е.Хаин, Ш.Ф.Мехтиев. В.А.Горин и П.П.Потапов считали, что палеоволга питалась не из русской платформы, а локализованной в Среднем Каспия Среднекаспийским сводом, сложенным верхнепалеозойскими породами. По В.Е.Хаину в образовании обломочных толщ продуктивной толщи русская платформа сыграла доминирующую роль. А.А.Ализаде выдвинул концепцию, что бассейн продуктивной толщи был замкнутым бассейном с многочисленными областями питания. Он предполагает, что в направлении к Туркменбашы существовала погребенная суша. Ш.Ф.Мехтиев занимался геотермическим режимом продуктивной толщи и одновременно изучив битумы в пределах нефтяных залежей и за их пределами считал для продуктивной толщи нефтематеринской свитой является майкопская свита.

В 1958 году А.Д.Султанов и В.А.Горин изучая тектонические условия образования продуктивной толщи выявляли ее циклическое строение. Они из продуктивной толщи выделили ряд циклов, которые отражают тектонический режим продуктивного бассейна.

В 60-70 годы прошлого столетия контора морской геофизической разведки выполнила огромную работу по выявлению сотню локальных структур, как в акватории Южного Каспия, так и в Шамаха-Гобустанском регионе, Нижне- и Среднекуринской впадинах. В результате широкого применения МОВ и МОГТ, а также глубинное

сейсмозондирования значительно было уточнено глубинное строение Южно-Каспийской впадины.

В 70-х годах большой вклад внесли И.О.Цимельзон, М.М.Раджабов, Р.А.Абдуллаев, Р.М.Гаджиев, П.З.Мамедов, А.И.Шекинский, К.М.Керимов и др. Они выяснили, что северный борт Южно-Каспийской впадины, где мезозойская складчатость Юго-Восточного Кавказа погружается в Абшерон-Прибалханскую тектоническую зону, третичные и мезозойские отложения, возможно и в сокращенном варианте верхний палеозой лежит прямо на гранитном слое. В центральной части Южно-Каспийской впадины мощный мезокайнозойский комплекс с толщиной до 30 км лежат на базальтовом слое и имеет океаническое происхождение. В Иранской части Южного Каспия в пределах Анзали-Эльбурса верхний палеозой и мезокайнозойский осадочный чехол лежит на гранитном слое и имеет континентальное строение.

П.З.Мамедов (Мамедов, 2008) справедливо разработал глубинный субдукционный модель северного борта Южного Каспия. Он допускает, что после фронтального сжатия Евро-Азиатского и Аравийско-Африканского плит мощный гранитный слой субдуктировался под мезокайнозойского чехла северного борта Южного Каспия. Поэтому эта зона характеризуется высокой сейсмичностью. П.З.Мамедов богатую нефтью продуктивную толщу Абшеронского архипелага также связывает с глубинной субдукционной моделью.

Далее, в изучении продуктивной толщи небольшой скачок получился благодаря работам зарубежных исследователей крупнейших нефтяных компании западных

стран. В частности из зарубежных исследователей Т.Грин, А.Мортон, М.Аален, М.Симсон, Д.Нинд, А.Криснберг, Рауен Григори, Бауман Эндро Крюнберг и др., на основании изучения нескольких разрезов продуктивной толщи Абшеронского полуострова и прибрежной акватории Южного Каспия сделали вывод о том, что продуктивный бассейн является мелководным озером, заполненным аллювиальными, дельтовыми отложениями.

В статье Назима Абдуллаева и др. (Абдуллаев,) на основании изучения проградации и аградации сейсмических профилей, без увязки седиментологических данных, им построено пять палеогеографических карт по отдельным литостратонам раннего плиоцена. Фактически на этих картах отсутствуют области денудации и их петрографические характеристики. А фациальная основа и фациальная зональность палеогеографических карт установлена на основании изучения геофизических профилей и частично геофизических исследований скважин (ГИС). В частности, нам не известно на основании каких данных на всех картах литостратонов продуктивной толщи выделена глубоководная и эвапоритовая фация.

В 1998 году вышла книга геология Азербайджана том II, литология, где участвовал большое количество авторов под редакторством по специальности физика М.Б.Хеирова. Во всех главах и заглавиях автором или соавтором является М.Б.Хеиров, который в течение длительного времени кроме изучения глинистых минералов ничем не занимался. В бывшем СССР первые литологические исследования еще в 20 годах прошлого столетия проводилась в Азербайджане. К сожалению, напротив этому, книга «Геология

Азербайджана» том II, литология, составлено крайне схематичным. Этот «большой» труд совершенно не отражает состояние литологии в Азербайджане в конце XX века.

Теперь в этой книге рассмотрим состояние изучения палеогеографии и стратиграфии плиоценовых отложений. Литология плиоценовых отложений Азербайджана в этой книге составлена Н.В.Пашалы, М.В.Хеировым, Т.М.Сараджалинской.

Продуктивная толща Азербайджана в момент составления «Геология Азербайджана» том II, литология, была изучена более ста лет. А в этой книге хотя бы вкратце дано было бы литостратиграфия продуктивной толщи, дабы привязать все литологические исследования, к определенному стратиграфическому уровню. А в действительности физик М.В.Хеиров начинает описание плиоцена от литологических типов пород - грубообломочные-, песчаные-, алевролитовые глины, неотсортированные песчаники, мергели и др. Описание этих пород без стратиграфических увязок можно сказать висить на «воздухе». Каждый третий студент знает, что описание пород и толщ без стратиграфических увязок полная фикция. Затем, на странице 188, этой сводной работы появляется рис 83, схема сопоставления разрезов продуктивной толщи прикуринской области, Бакинского архипелага и Юго-Восточного Гобустана. В тексте книги на рис. 83 абсолютно ссылок нет. На рис. 83 дается 17 колонок продуктивной толщи без сводной стратиграфической схемы ПТ с указанием 9 литостратов. Вместо этого на правой стороне колонок указаны петрографические коррелятивы,

что они себе представляют в тексте. В книге нет никакого упоминания. Колонки составлены не грамотно. В нижнекуринской впадине и Юго-Восточного Гобустана продуктивная толща 70-80 % состоит из глинистых пород. Условные знаки составлены не аккуратно, совсем не читаются. Естественно возникает вопрос, если нет стратиграфической колонки продуктивной толщи, тогда разрезы ПТ из трех регионов как можно было между собой сравнивать.

В этом разделе книги парагенезис и распределение аутигенных минералов и их ассоциация полностью упущено.

Авторы хотя бы в разделе фациальные особенности продуктивной толщи, дали бы описание и общую характеристику, и генетическую позицию так называемой «Абшеронской фации», с которой связано в суше и море 70% крупных нефтяных месторождений Азербайджана.

В разделе «плиоценовые отложения» совершенно излишне и неуместно даны распределения микроэлементов по данным спектрального анализа по трем площадям. Атеш, Нефтечала, Булла море дается по разрезам и типам пород, притом заглавие назвали «геохимические исследования продуктивной толщи». Авторы по сей день не имеют элементарного представления о геохимии микроэлементов в осадочных породах. Они изучали микроэлементы в аллохтонном материале, где микроэлементы находятся в кларковом содержании и в аллохтонных минералах они находятся либо в виде механической примесей, либо же в изоморфной форме. Поэтому иллюстрированием в тексте главы плиоценовые

отложения графики и какие - то выводы в тексте не чего не дает для познания геохимии продуктивной толщи. Эти данные совершенно не годятся для стратификации продуктивной толщи. Рекомендую авторам, желающим заниматься геохимией продуктивной толщи на генетической фациальной основе, изучения $C_{орг}$ и распространение семейства железа, можно по этой же методике изучить распределение по фациальному профилю растворимых группы тяжелых металлов или радиоактивных элементов.

В разделе «плиоценовые отложения» книги «Геология Азербайджана» том II литология определенный интерес представляет раздел «палеогеографические условия образования продуктивной толщи». Этот раздел боле - менее написано грамотно Н.В.Пашалы. История вопроса в книге хронологически освещается со знанием дела, затем автор выделяет положительные моменты в палеогеографических построениях А.Д.Султанова, В.П.Батурина, Н.М.Абрамовича, В.А.Горина, П.П.Потапова, Ш.Ф.Мехтиева, А.А.Ализаде и др. В работах В.А.Горина, А.Д.Султанова, П.П.Потапова большие внимание уделяется на цикличность в строении отложений продуктивной толщи. П.П.Потапов в строении продуктивной толщи выделяет 6 циклов. А.Д.Султанов и В.А.Горин 5 циклов, Ш.Ф.Мехтиев 3 цикла. Образование циклов они связывают прогибанием и воздыманием дна продуктивного бассейна.

В последнее время Н.В.Пашалы и др. под влиянием океанологов А.П.Лисицина, Н.Л.Безрукова и частично Л.И.Лебедева о лавинной седиментации осадков в

океанических бассейнах, считают, что подобные явления происходило и в продуктивном бассейне. Авторы считают, что Южно-Каспийский бассейн по глубине и строению сходен с Черноморским и Среднеземноморскими бассейнами. Они считают, что ЮКБ подстилается субокеанической корой и является малым океаном.

По мнению Н.В.Пашалы и др. Южно-Каспийский бассейн стал изолированным внутри континентальным бассейном в результате столкновения Евроазиатской и Аравийско-Африканской плит, в вследствие этого уровень океана опустился на 50 м. При этом соединяющий Южно-Каспийский бассейн с Черным морем огромный солонетоводный водоем Понта осушилась, и отступила до Южно-Каспийского моря и образовался небольшой глубокий водоем. В мезенское время понтийский бассейн почти осушился в течение $110 \cdot 10^3$ лет.

Авторы считают, что в начале продуктивного бассейна уровень Южного - Каспия снизилась на 100 м. Кстати, Аален, Назим Абдуллаев, С.В.Крюнберг и др. считают, что в начальный век уровень Каспия снизился на 1000-1500 м, с которым мы тоже согласны. В результате этого Северное и Центральное Каспийское море полностью осушился. Палеоволга при этом открыл себе новый коньен, и ее дельта переместилась в Среднюю Каспию. В это время помимо денудации отдельных районов Русской платформы принимал участие рыхлые богатые кварцем осадки миоцена и понта. В начале продуктивного века в продуктивный бассейн резко увеличился твердый сток с севера. В дельте палеоволги скопились в массовом количестве обломочные осадки. Этому способствовало снижение базиса эрозии

палеоволги. Н.В.Пашалы считал, что резкие снижения уровня Каспия относительно снижению базиса эрозии рек спускающихся с Большого и Малого Кавказа и Талыша. Поэтому не случайно глубокие разведочные бурение обнаружила погребенные каньоны в Нижнекуринской впадине в районе Карабагляр. На востоке Южного Каспия прослеживается погребенные вырезы Амударья и ее притоков.

Основная идея о новой палеогеографической картине продуктивного бассейна являющиеся: применение лавинной седиментации в условиях Южно-Каспийского бассейна, в начальном этапе падении уровня Южного Каспия, что обусловило осушение Северного и Среднего Каспия, резкое падение базиса эрозии палеоволги и рек, спускающихся с Большого и Малого Кавказа и на востоке Большого Балкана, Тянь-Шаня и Копетдага.

В результате лавинной седиментации в мелководья продуктивного бассейна образовалась большое скопление терригенных осадков, которые из за уклона рельефа сползали в глубь бассейна автогенетическими, турбидитными, суспензионными потоками, образовали сползающих по уклону дна бассейна обводнялись и образовали селевые и суспензионные потоки, и весь терригенный осадок переместился в глубь бассейна и не случайно здесь широкое распространение гравитационная слоистость и оползневые текстуры. Авторы считают, что продуктивный бассейн был глубоководным перепад глубин от 0,7-2,0 км.

Должен заметит, что в палеогеографических реконструкциях Н.В.Пашалы в раннем плиоцене Южного

Каспия имеются много азональных зерен, о которых я указал выше. Имеются много мелководных моллюсков, о которых дано некоторые пояснения. В тексте палеогеографические условия образования продуктивной толщи ее стратиграфический уровень обозначается как средний, так и нижний плиоцен. Авторы о палеогеографической картине фрагментарно пишут. Однако не могли перенести свои реконструкции к нормальной палеогеографической карте, чтобы можно было оценить их достоверность. Авторы «новые» палеогеографические реконструкции провели без фациально-генетических исследований продуктивной толщи.

О распространении песчано-турбидитных систем в глубоководной части продуктивного бассейна автор монографии выступил в печати, а также статья вышел в научной печати в 1996 году с докладом в IV международной геофизической конференции и в 1998 году в международной конференции в Констанции более подробно с блок диаграммой и разрезы скв.1. Месторождения Чирак, где ясно доказывается наличие склоновых отложений и турбидитных систем, которую заметил руководство кампании Бритиш Петролеум. В международной конференции на Констанции (Румыния) и была высоко оценено наши турбидитные построения ПТ седиментологами Европейских стран. К сожалению, Н.В.Пашалы в разделе «плиоценовые отложения» книги «Геология Азербайджана» том II литология наша турбидитные исследования не была учтена. Образование

песчано-турбидитных систем нами разработано на другой призме.

Еще одно замечание в описании стратиграфии нижнего плиоцена-продуктивной толщи следует указать работы Шихали Бабаева, который в книге «Геология Азербайджана» том II стратиграфия кайнозоя выполнил раздел стратиграфии продуктивной толщи. Известно, что Шихали Бабаев никогда не занимался стратиграфией продуктивной толщи. Поэтому в стратиграфии продуктивной толщи, которая весьма сложно и по сей день, не разработана единая стратиграфическая схема. Ш.Бабаев континентальную толщу Аджиноура и продуктивную толщу рассматривал как единое стратиграфическое подразделение. По этой причине разрезы континентальной толщи Аджиноура сопоставил с морскими отложениями продуктивной толщи и создал запутанную, непонятную «стратиграфическую схему» продуктивной толщи.

В разделе о палеогеографических условиях Н.В.Пашалы и др. также считают, что континентальная толща Аджиноура и продуктивный бассейн Восточного Азербайджана образовались в едином бассейне. Как, например, в разделе палеогеография книги «Геология Азербайджана», когда речь идет о реках Большого и Малого Кавказа, питающих продуктивных бассейн, Н.В.Пашалы понимала реки Южного склона, питающие Аджиноурский залив. В наших ранних работах, когда провели формационный анализ плиоцена, установлена, что граница продуктивной толщи завершается по реке Турианчай. Далее на запад, идут континентальные толща

Аджиноура и Кахетии, которая вероятно является аналогом продуктивной толщи и образовался совершенно других физико-географических условиях. Продуктивный бассейн является интраконтинентальным самостоятельным бассейном нельзя его отложения смещать с континентальной толщей Аджиноура.

Говоря о циклическом строении продуктивной толщи, следует отметить работу Эльмиры Алиевой (Алиева, 2004) за последние 15 лет. Этот исследователь, используя опыт западных ученых – S.B.Krønenberg и др., приняв метод секвент стратиграфии из разреза продуктивной толщи по изменению дельты групп фации выделяет микроциклы (время их образования допускается в пределах 1000-10 000 лет) и определяет флуктуацию уровня продуктивного бассейна и возможные интервалы образования природных резервуаров в свитах ПК, КС, НКП и НКГ нижнего отдела и в свитах перерыва и сабунчинский верхнего отдела. Также детальное изучение разреза ПТ в месторождении Бахар с попыткой определить архитектуру природных резервуарах заслуживает внимания.

К сожалению, этот вопрос в региональном плане продуктивного бассейна автором не была выполнена.

Кроме того в этой статье установление связи Sr/Ba индекса со скоростью седиментации осадков и архитектурой природных резервуаров не внушает доверия, поскольку не известно Эльмира Алиева использовала какие формы Sr/Ba в осадках – растворенную, или связанную с алюмосиликатами, либо же общую форму этих элементов.

Недавно под авторством С.С.Велиева и Е.Н.Тагиева [Велиева, Тагиева, 2015] в статье АНХ появилась статья «К

вопросу изменения уровня Каспийского моря и его палеогеографии в эпоху продуктивной толщи в свете новых данных». Авторы по специальности географы изучали концепцию известных азербайджанских геологов об изменении уровня, размера, палеогеографии нижнего плиоцена продуктивной толщи. Они решили, что эти концепции устарели, по имеющимся у них новым данным, следует пересмотреть изменения уровня Каспийского моря и палеогеографию продуктивной толщи. При этом авторы, совершенно не располагаясь своими собственными исследованиями, интерпретировали данные предыдущих ученых и опирались на степень распространения осадков, микрофауны и остатки пресноводных моллюсков в отложениях продуктивной толщи. В начале статьи авторы пересказывают общеизвестные информации в конце миоцена после столкновения Евразийской и Аравийско-Африканских плит уровень океана упала на 50 м. Это сильно отразилось на Средиземном море, которое почти высыхало с образованием отдельных изолированных озерных бассейнов. По данным зарубежных исследователей из океана вода по Гибралтарскому проливу образовала грандиозный водопад с высотой 500 м. по программе «Гломор-Челленджер» глубокие скважины буравящихся в средиземном море обнаружили в плиоцене соленосную толщу с мощностью 500-1000 м. В результате упомянутого геологического события понтический бассейн, находящийся между Черным и Каспийским морями высох, реликты остались только в Нижне-Каспийском бассейне. Высохли также понтическая впадина, также снизился уровень в Черном и Каспийском морях. В

результате Каспийское море распало на три самостоятельные бассейны – Северное Каспийское море, которое почти высыхало, Среднее Каспийское море стало мелководным озером и Южно- Каспийское море также уменьшился и стал мелководным морем.

Происхождение этого грандиозного геологического события авторы справедливо называли Мессианским кризисом, продолжительность которого Джон Гроувсу определяет $110 \cdot 10^3$ лет. При этом северный Каспийский бассейн питался Палеоволгой и Палеоуралом. Среднее Каспийское море была снабжена пресной водой Палеотереком и на востоке Палеоэмбой, Южное Каспийское море питалась реками Палеосамура, Палеокура, Палеоаракса и на востоке Палеоамударья. Авторы допускают, что Палеосамур протекал через центральную часть Абшеронского полуострова. В пределах Южного Каспия между Понтом и продуктивной толщи был перерыв и при этом образованные осадки хорошо улавливаются сейсморазведкой и А.Н.Гаджиев эти осадки перерыва именовал условным сейсмическим горизонтом III. Поэтому продуктивная толща лежит на понтические отложения со стратиграфическим несогласием.

Надо справедливо указать, что С.С.Велиев и Н.Тагиева не изучив стратиграфию, литологию и фациально-циклическое строение продуктивной толщи только на основании изучения (по материалам исследований XX века) фауны, флоры и результаты палинологических исследований сделали следующие выводы.

1. Эпоха ПТ длилась с 5·05 (5-0) до 3-3 млн. лет назад. Рубеж между эпохами нижнего и верхнего отделов этой толщи датируется 4.7 млн. лет.

2. На продолжении эпохи продуктивной толщи Каспийское море во время начала нижних свит нижнего отдела и свит перерыва, т.е. на протяжении меньше, чем 300 тыс. лет в начале регрессировало, опустив свой уровень до 500 м ниже современного Южного Каспия. Затем во время накопления свит верхнего отдела (более чем 1 миллион лет) оно трансгрессировало, подняв свой уровень значительно выше современной отметки.

3. В регрессивную эпоху Каспий состоял из трех замкнутых озер: Северо Каспийское, Среднее Каспийское и Южно-Каспийское.

4. Четвертый вывод не проявляет никакого интереса, и он нами отпускается.

5. В эту эпоху ПТ в Каспийском регионе был субтропической и характеризовался влажным климатом. Тогда отмечался климатический оптилиум плиоцена. Регрессия была вызвана не жарким и сухим климатом, а так называемым, «мессинским кризисом» в результате которого Каспий потеряла связь с черным морем. Сток Волги тогда был в два раза меньше, чем в настоящее время. И он не мог компенсировать ту разницу притока воды, который давал как много черное море.

За исключением первого пункта другие пункты научные достижения в статье авторов нельзя принять в серьёз, ибо они не увязываются не стратиграфическими, не фациально - циклическими, минерало-петрографическими, не сейсмическими (МОГТ) не сейсмострати-графическими

данными. Авторы утверждают, что в свитах нижнего отдела продуктивный бассейн Южного Каспия во время находился в регрессивном состоянии. Фациально-циклические строения отложений ниже продуктивной толщи в восходящем разрезе свит нижнего отдела выклиниваются в Нижне-Куринской впадине и Абшеронского полуострова. Продолжительности $450 \cdot 10^3$ лет по Джон Гроувса. По нашим данным в строении отложений нижнего отдела были три трансгрессии и три регрессии. При этом продуктивный бассейн расширил свои границы до Сумгаитчай, Абшеронского полуострова и до поселка Камалладин, Большой и Малой Харами, Нижне-Куринской депрессии. Таким образом, продуктивный бассейн Южного Каспия от времени к времени расширил свою границу на суше и в акватории. А на границе верхнего отдела продуктивной толщи за счет крупнейшей Балаханы-Сабунчинской трансгрессии продуктивный бассейн расширил свою границу до Турианчая Агдашского района, а в Среднекуринской впадине до Мурадханлы, Гаралы, а на севере до Астраханского залива.

А что касается утверждения авторов о субтропическом влажном климате Южного Каспия, в эпоху продуктивной толщи на основании какие-то мезофитные растения вызывает серьезного возрождения. В этом нет никаких новых данных. Этот вывод свидетельствует о том, что авторы в палеоклимате Каспия в эпоху нижнего плиоцена полностью заблуждались. Можно более убедительным литолого-геохимическими фактами сказать совершенно противоположное точку зрения, что климат продуктивной толщи был субаридным (сухие степи) на западном и

полностью аридным на восточных бортах - в западно Туркменской впадине.

- прежде всего, это доказывается пестроцветной окраской на западе, а на востоке красной окраской отложений нижнего плиоцена

- отсутствием органического вещества C_{org} – 0,01%

- песчано-глинистыми породы богаты карбонатным кальцием (15-30%).

- низкие содержание каолинита (5-15%) в комплексе «глинистых» минералов

- наличие эвапоритовых слоев и толщи в строении сабунчинской и сурахансой свиты однозначно указывает об аридизации климата эпохи продуктивной толщи Южного Каспия.

Выше мы также отметили, что аридный климат нижнего плиоцена носит региональный характер. В раннеплиоценовой эпохе аридный климат простирался от Ферганской долины Средней Азии до западной части Среднеземноморского бассейна.

2. Глава II. СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Плиоценовые отложения очень широко распространены в Азербайджане. Они имеют большое развитие в низкогорьях Горного Талыша, в азербайджанской части прикаспийской впадины, Абшеронского полуострова, в западной части Южного Каспия, Нижне- и Среднекуринских впадин, в отрогах Большого и Малого Кавказа, Аджиноурской впадине и междуречье Куры и Габырры.

Плиоценовые отложения в Азербайджане делится на два яруса местного значения - продуктивная толща и акчакыльский ярус.

Можно сказать 90% нефтегазовые месторождения в Азербайджане были открыты в продуктивной толще. Аналогом продуктивной толщи в восточном борту Южного Каспия и в Западно-Туркменской впадине является красноцветная толща. Она также содержит нефтяные и газовые месторождения, однако по сравнению с продуктивной толщей сильно отстают. Для ясности заметим, что если в продуктивной толще выявлены десятки крупных месторождений нефти и газа и смещенные газовые месторождения такие как Балаханы-Сабунчи-Сураханы, Бахар, Нефт дашлары, Чираг, Азери, Шахдениз, Абшерон, Умуд, а Туркменском секторе Каспия известно только одно гигантское месторождение – Готуртепе.

В последние 100 лет в западном борту Южного Каспия в изучении стратиграфии и литостратиграфии,

сейсмостратиграфии, магнитостратиграфии плиоценовых отложений достигнуто фундаментальных успехов. Однако несмотря на это в изучении нижнего плиоцена имеются много пробелов, из-за питания продуктивного бассейна различными горными реками, вымывающими осадочные чехлы Большого и Малого Кавказа и Талышской горной системы. Именно по этой причине отложения продуктивной толщи в различных тектонических зонах западного борта Южного Каспия (Алят-Ленгебиз, Шемахи-Гобустан, Джейранкечмезская депрессия и др.) обладает сложным литолого-фациальным строением. А это в свою очередь осложняет расчленение и корреляцию разрезов Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага с разрезами Шемахи-Гобустанской зоны и Нижне Куринской впадины, а также и других регионов западного борта Южного Каспия. По этой причине создание единой стратиграфической схемы продуктивной толщи для регионов западного борта Южного Каспия остается по сей день не разрешенным. Следует заметить, что при таком сложном литолого-фациальном строении продуктивной толщи акватории Южного Каспия и Восточного Азербайджана палеонтолог Шихали Бабаев континентальные толщи нижнего плиоцена Аджиноура, совершенно без фаунистических остатков и незнания петрографического состава пород, сопоставил с отложениями продуктивной толщи восточного Азербайджана, якобы создал единую стратиграфическую схему нижнего плиоцена и издал в Авторитетном издании (Геология Азербайджана, стратиграфия, кайнозой, Баку, 1998).

К сожалению, выдуманная и изданная в «Геология Азербайджана» Шихали Бабаевым стратиграфическая схема продуктивной толщи Азербайджана, никем не было замечена и не нашла подлинной оценки в научной печати. В последнее время некоторые недостатки в стратиграфии продуктивной толщи установлены в статье Ш.С.Кочерли [Кочерли, 2009].

Сложное литолого-фациальное строение продуктивной толщи в акватории Южного Каспия и Восточного Азербайджана не случайно, а связано тем, что мы имеем дело с интерконтинентальным, замкнутым бассейном и его специфической палеогеографической обстановкой.

В контексте для детализации и составления обновленной и приемливой стратиграфической схемы продуктивной толщи, мы с учетом распространения и литолого-фациальные особенности ее отложений западного борта Южного Каспия, разделили территорию продуктивного бассейна на семь фациально-структурных зон: Абшеронский полуостров и Абшеронский архипелаг, Прикаспийская впадина, Шамаха-Гобыстан, Джейранкечмезская депрессия, Алят-Ленгебиз, НКВ и Бакинский архипелаг, и наконец, Северо-Абшеронская складчатая зона.

Продуктивная толща в западном борту Южного Каспия и Абшеронском полуострове и Гобустане и Нижне Куринской впадине имеет сложное строение. И по сей день не было разработано единая стратиграфическая схема для выше отмеченных регионов.

Первое расчленение продуктивной толщи в пределах Абшеронского полуострова разработал М.В.Абрамович.

Этот исследователь продуктивную толщу делил на два отдела и на девять литостратонов. Эти литостратоны снизу вверх являются следующие: калинская, подкирмакинская, кирмакинская, надкирмакинская песчаная, надкирмакинская глинистая свиты, свита перерыва, балаханская, сабунчинская, сураханская свиты.

Несмотря на столетнюю давность подобное расчленение продуктивной толщи по сей день не потерял свое значение среди ученых геологов и производственников. Между тем продуктивный бассейн является интраконтинентальным, замкнутым и его питание терригенно-глинистым материалом осуществлялась многочисленными горными реками, спускавшимся со склонов Юго-Восточного Кавказа и Северо-Восточной части Малого Кавказа – Палеосамур, Палеоволга, Палеокур и Палеоараз. Каждая палеорека сносил своеобразный песчано-глинистый материал и образовал свою дельту, поэтому терригенно-глинистые осадки Палеоволги на Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге резко отличается от отложений таковой толщи Гобустана и Нижне-Куринской впадины. Поэтому для многих исследователей сопоставлять классические разрезы Бибиейбет или Нефт дашлары с другими регионами было весьма трудно. По этой причине геологи производственники по данным промыслово-геофизических информации (ГИС) привязали разрезов Гобустана, Нижне-Куринской впадины и Бакинского архипелага с стандартными разрезами Бибиейбет или Нефт Дашлары – так например, Н.С.Шыхлинский для верхнего отдела продуктивной толщи в пределах Нижне-Куринской впадины

выделил 20 песчаных горизонтов. Из них первые шесть горизонтов сопоставляется со сураханской свитой Нефт Дашлары. При этом в Нижне-Куринской впадине мощность сураханской свиты оказалось 2500 м. Такая же учесть произошла с другими свитами верхнего отдела ПТ – А.С.Шыхлинский при сопоставлении разрезов широко использовал промыслово-геофизические данные скважин, которые без учета литологических особенностей свит очень скользкие и ведут исследователей к заблуждению. В регионах продуктивного бассейна из-за питания различных палеорек песчано-глинистыми материалами различного литолого-петрографического происхождения, сопоставление и корреляция разрезов отдельных районов ПТ представляет собой весьма трудную задачу.

Таблица 2.1. Средний минералогический состав обломочных пород в различных структурно-фациальных зонах продуктивной толщи в пределах западного борта Южного Каспия

Структурно-Фациальные-зоны	Нижне-Куринская впадина (28)	Гобыстан (35) ^{х1}	Абшеронский полуостров (46)	Абшеронский архипелаг (21)
Минералы, %				
кварц	18	38	80	53,5
плагиоклазы	30	19	0,5	11,5
Ортоклаз (микроклин)	15,5	12	10	18
Обломки кремнистых пород	6	2	4	3
Обломки глинистых пород	6	16	5	13
Обломки эффузивов	22	6	-	-
Обломки карбонатных пород	3	7	0.5	1

¹ X) количество минералогических анализов в шлифах

Мы считаем, что в этом случае требуется комплексного подхода, чтобы раскрывать подлинное лицо явлений или событий.

При корреляции разрезов ПТ трудность прибавляется еще одной важной проблемой, которую большинство исследователей ПТ либо не заметили, либо не приняли во внимание. Это прежде всего трансгрессивное строение ПК. Продолжительность ПТ около 1,9-х миллионов лет, несколько раз трансгрессировал и расширил границы продуктивного бассейна. При этом древние свиты в западном направлении выклиниваются, а более молодые литостратоны несогласно залегают на понтических отложениях. Поэтому без учета этого факта корреляция разрезов из различных областей распространения ПТ не представляется возможным.

Поэтому при расчленении и корреляции ПТ помимо литолого-петрографического состава толщи, следует учесть петрографические коррелятивы, абсолютный возраст песчано-алевролитовых пород, промыслово-геофизические показатели (ГИС) и палеогеографические критерии. Под конец, мы рекомендуем использовать временные разрезы МОГТ и сейсмостратиграфические построения. Именно при таком комплексном подходе можно получить объективные результаты. Желательно, чтобы все эти работы были осуществлены одним лицом. Эти методические подходы выполнены автором, и для трех районов продуктивного бассейна была составлена консуптальная стратиграфическая схема нижнего плиоцена. Затем, они были между собой увязаны и составлена единая стратиграфическая схема ПТ Азербайджана.

Ниже дается в дискретной форме стратиграфия нижнего плиоцена Северо-Абшеронской складчатой зоны, Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага, Нижне-Куринской впадины и Бакинского архипелага, а также в общих чертах освещается стратиграфия ПТ Гобустана и западных районов Азербайджана. Для обоснованности составленной стратиграфической схемы ПТ восточного Азербайджана и акватории Южного Каспия мы включили в стратиграфическую главу небольшой раздел – сеймостратиграфия и условные сейсмические горизонты как важнейшая репера для уточнения стратиграфического строения, расчленения и корреляции ПТ.

Таблица 2.1а

**Распространение акцессорных минералов в
Балаханской свите в структурно-фациальных зонах
Абшеронского архипелага, Шемаха-Гобыстана,
Нижне-Куринской впадины и Бакинского архипелага
(в % тяжелых фракции)**

Минералы	Количество	гранат	циркон	Турмалин	рутил	дистен	ставролит	авгит	Роговая обманка	эпидот	Хлорид и слюды
Западный Абшерон	10	0.5	1.5	2.0	0.5	4.0	3.0	-	-	-	1.0
Песчаный остров	8	0.8	2.0	2.5	1.0	4.5	5.0	-	-	-	2.0
Нефть Дашлары	12	0.5	0.8	1.5	3.0	2.8	3.0	-	-	0.5	1.0
Кирмакинская долина	6	0.8	2.0	1.8	1.5	4.0	2.5	-	-	0.15	2.5
Гюнешли	15	2.8	3.0	2.0	3.0	1.5	1.8	-	-	Един	2.8

Азери	11	2.8	3.6	Тек	4.0	0.9	1.2	-	-	0.6	3.0
Чираг	14	3.0	3.8	2.1	3.8	1.1	1.0	-	-	0.8	3.5
Кяпаз	7	3.2	4.0	2.0	4.0	0.8	1.3	-	-	1.0	2.9
Рагим	6	5.0	8.0	4.0	3.5	0.3	-	-	-	2.5	2.4
Дашгил	5	4.0	6.5	5.1	4.8	-	-	2.1	1.6	3.0	2.8
Гейлар	8	4.0	5.1	6.2	5.0	-	-	1.8	2.0	1.6	2.0
Пирсаат	9	3.1	3.5	2.8	4.1	1.2	1.5	1.0	5.0	2.0	1.8
Бандован	6	2.3	3.0	3.6	4.0	1.0	1.3	1.6	5.1	2.5	1.5
Нефтчала	10	3.6	2.8	3.1	5.4	-	-	5.5	3.6	3.0	2.0
Булла- дениз	12	2.8	1.5	4.0	3.6	2.3	1.0	0.8	1.0	2.5	1.6

Акчакыльские отложения, благодаря знаменитой акчакылской трансгрессии в Азербайджане, имеют широкое распространение и характеризуется специфической ассоциации пелециопод и гастропод. Стратиграфия акчакылских отложений в центральных и западных районах Азербайджана обстоятельно рассмотрены в работах К.А.Ализаде [] и А.А.Ализаде [Ализаде, 1960]. Стратиграфия акчакылского яруса Азербайджана прекрасно освещены в книге «Геология Азербайджана, том II, стратиграфия». Изложенный материал заслуживают самой высокой оценки.

В пределах западного борта Южного Каспия акчакылские отложения глубокими скважинами вскрыты во всех фациально-структурных зонах ПТ. Однако из-за отсутствия признаков нефтегазоносности в этих отложениях они зачастую оставались не в поле зрения исследователей. В восточных районах особенно слабо изучено литология акчакылских отложений. В этих районах акчакылские отложения являются глубоководным из

фаунистических остатков присутствуют рыбные остатки и нанопланктоны.

Кстати нужно заметить, что литология акчакылских отложений освещается в книге Геология Азербайджана, том литология, 1999, Н.Б.Хейировым, который без стратиграфического основания коротко описывает различные типы пород акчакыла и иллюстрирует примитивные литофациальные карты нижнего, среднего и верхнего акчакыла. Ради справедливости заметим, что в разделе «Акчакылские отложения» большое место уделяется минералогическому составу глинистых пород упомянутого яруса, который составлен автором М.Б.Хейировым.

В данной книге мы постараемся рассматривать стратиграфию и литологию и палеогеографию акчакылских отложений на основании своих собственных исследований и с использованием обширных литературных данных.

2.1. Сейсмостратиграфия и условные сейсмические горизонты как важнейшие репера для расчленения и корреляции разрезов плиоцена

Сейсморазведка является важнейшим направлением геофизических исследований тех или иных регионов. Это направление геофизических работ стало широко принимается в Азербайджане в связи с развитием нефтяной промышленности. Сейсморазведка стала фундаментально развиваться для выявления антиклинальных структур в депрессиях Азербайджана, а после Второй Мировой войны в акватории Каспийского бассейна. После применения в сейсморазведке метод МОГТ и МОВ с цифровым исполнением вследствие

информативности результатов сейсмической разведки сильно выросла. Особенно при интерпретации сейсмических данных возникла большая сфера применения сейсморазведочных работ. В построении, используя временные разрезы МОГТ можно успешно решать стратиграфические, фациальные, палеогеографические задачи, выделение из разрезов природных резервуаров и экранирующих толщ в общей оценке нефтегазоности перспективных регионов.

После войны в Американской геологической исследованиях стала сильно развиваться сеймостратиграфическое направление в геофизике. Вообще американские геологи и геофизики под стратиграфию понимают очень широкий круг вопросов – литология, фациальный анализ, палеогеография, история геологического развития регионов. В конце XX столетия сеймостратиграфия стала как самостоятельная отрасль геофизической науки. Основная цель сеймостратиграфии выделение из временных разрезов МОГТ трехмерных геологических тел (ССК) ограничивающих поверхностями несогласиями.

Обычно поверхностные несогласия состоят из однородных литологических типов пород. В этом случае увеличивается динамичность сейсмических волн и резко увеличивается энергетический потенциал. Поэтому ССК по высоким энергетическим линиям легко выделяются из временных разрезов МОГТ и уверенно прослеживаются на большие расстояния. Внутри ССК по различию волнового поля можно выделить геологические трехмерные тела меньшего размера, которые в совокупности отражают

условия образования сейсмостратиграфических комплексов. Эти трехмерные тела справедливо были названы сейсмофациями.

Особое внимание, которое уделяется выделению несогласий и зон прекращения прослеживаемой отражений является принципиальной особенностью сейсмостратиграфических исследований. Основные типы поверхностей несогласия ясно иллюстрированы на рис. 2.2.

Поскольку сейсмостратиграфические объекты представлены трехмерными телами требуется для каждого ССК и СФ составлять три карты: карта рельефа, подошвы, кровле и карта мощностей. На основании данных с ССК и СФ выполняется специальные сейсмостратиграфические интерпретации для построения палеогеографических реконструкций, и определение геологического развития осадочного бассейна. Так например, с помощью сейсмостратиграфических исследований можно выделить различных неантиклинальных ловушек, рифогенных построек; трассирование природных резервуаров и экранирующих толщ; поиски залежи и газа и их оконтуривания; можно выделить также зону аномально высоких пластовых давлений. Возможностей сейсмостратиграфического анализа позволяет исследовать неантиклинальные ловушки, связанные палеодельтовыми, палеорусловыми отложениями крупных рек. Требуется использование при таких поисках большого количества скважин с сейсмостратиграфией возникает необходимость первичного изучения палеодельтовых и палеорусловых отложений на незначительных глубинах. А для нефтегазоносностью ПТ исследованы поддельтовые

отложения Палеоволги и Палекуры, которые залегают в небольших глубинах.

Рис.2.1. Региональный сейсмический профиль юго-восточной части Южно-Каспийской впадины

Основные положения сейсмостратиграфии изложены в работах американских геофизиков (Иаррифф и др., 1980) и позже это направление в бывшем СССР стали развиваться Н.Я.Кунином и А.Е.Шлизеигером. В Азербайджане сейсмостратиграфия стала приобретать «гражданское право» в 80-х годах в работе П.З.Мамедова, Ю.Гамбарова, Ф.Гаджиева и др. Главное направление в сейсмостратиграфических исследованиях заключается в поиске способов получения достоверных геологических информации посредством расшифровки отражения сейсмических волн. При этом, с целью изучения и выделения сейсмостратиграфических единиц и сейсмофации изучаются конфигурация отражений и их просматриваемость, изменение амплитуд, вариации частот и скоростная характеристика среды конечной целью сейсмостратиграфического анализа является изучение геологического строения, литолого-фациальной особенности осадочных толщ и условия образования геологического разреза с привлечением необходимых седиментологических данных.

При сейсмостратиграфическом анализе сейсмический стратиграфический комплекс (ССК) является основной стратиграфической единицей, сложенной последовательно залегающих генетически связанных слоев, ограниченных в своей кровле и подошве поверхностью несогласий.

Понятие «генетически связанные» означает, что формирование осадочного комплекса происходило в течении одного трансгрессивного или регрессивного цикла, вызванного высокого или низкого стояния моря.

Основным общеизвестным критерием при выделении сейсмостратиграфического комплекса являются согласно залегание слоев внутри данного комплекса. Американские исследователи (Митчем Р.М. и Вейл П.Р. и др.) выделяют два основных типа несогласий: кровельные и подошвенные. В исследованиях геофизиков СССР на основании интерпретации сейсмостратиграфических материалов показано, что целесообразно выделить три типа несогласия: кровельные, подошвенные и латеральные. Все виды несогласий иллюстрированы на рис. 2.2. Обычно различают два вида условных несогласий в кровле: эрозионный срез и кровельные прилегание.

Эрозионный срез происходит при образовании пластов с последующим их размывом и образованием поверхности несогласий.

Кровельные прилегание – это прекращение преследования отражений от пластов, заканчивающихся у кровельной поверхности в результате не поступления; разделяются на два класса седиментационные и постседиментационные.

Седиментационные латеральные несогласия характерны для ограниченных бассейнов с крутыми бортами и в случае удаления источника сноса.

Постседиментационные латеральные несогласия – при ограничении ССК по латерали разрывами или врезами подводных каналов.

Подошвенное налегание – это особенности сейсмической записи, соответствующую либо первоначально горизонтальным пластам последовательно не прослеживаемым первоначально в наклонной

поверхности, либо же первоначально наклонным пластам последовательно заканчивающиеся вверх по восстановлению на более круто наклонной поверхности (рис. 2.2).

При определении границ комплекса основным физическим критерием служит несогласный тип залегания, по которому можно определить обусловлена ли поверхностью несогласие процессами эрозии или прекращением седиментации. Поверхностное несогласие, не связанное с угловыми несогласиями, обычно соответствует сильное отражения, благодаря изменением скорости, либо же плотности пород, на этой границе слоев или толщ.

Выделение сейсмостратиграфическим комплексом сейсмофации. Расчленив временный разрез на отдельные сейсмостратиграфические комплексы, приступают к проведению анализа сейсмофаций. Под сейсмофацией понимается трехмерное геологическое тело, которое образует группа отражений и характеризуется параметром отличным от средних сейсмофациальных единиц. Основными характеристиками сейсмофаци-альных единиц является геометрия ее внешней поверхности и конфигурация синфазности внутри ее. Ниже рассматриваются характерные признаки сейсмофаций. Основные типы конфигураций осей синфазности иллюстрированы на рис. 2.3.

Параллельное расположение отражений наблюдается чаще всего в покровных или в покровно облегающих единицах и в фациях осадочного заполнения (аккумуляция). Этот характер отражений предполагает

равномерный тип осадконакопления на погружающемся шельфе, либо же стабильного расположения дна бассейна. Сигмовидная косослоистая, сложная сигмовидная косослоистая, черенцеобразная и бугристая волновая конфигурация образуется при постоянном боковом развитии плавно погружающихся седиментационных поверхностей комплексов, называемых клиниформенными. Широкое разнообразие форм клиниформенных напластований при латеральном наращивании осадочного тела объясняется изменением осадочного материала и глубины дна. Возможно различные комбинации условий осадконакопления. Если верхняя часть осадочного тела приходится на мелководье, а нижняя плавно переходит в глубоководную, то выделяется верхняя (иноформенная), средняя (клиноформенная) и нижняя (фондоформенная) зоны.

Сигмовидный рисунок латерального наращивания образуется в результате взаимного наложения сигмовидных (имеющую форму буквы – σ) отложений, получаемых от пластов, имеющих пологопадающих верхне и нижне окончаний и более мощные крутопадающие средние сегменты. Характерной особенностью сигмовидного рисунка является параллельно и согласные налегания верхних частей пластов или толщ, которые интерпретируется как вертикальное наращивание осадочного тела, проходящего синхронно с боковым за счет накопления средних сегментов этих же пластов или толщ.

Косослоистая картина отражения наблюдается когда серия относительно крутопадающих пластов заканчивается вверх по восстанию по схеме кровельного прилегания у

верхней фациальной поверхности, а вниз по падению эти пласты выклиниваются. При этом верхний конец каждого более молодого пласта располагается дальше от предыдущего по мере наращивания осадков в горизонтальном направлении.

Рис. 2.2. Сейсмический профиль на площади 8 марта.

При тангенциальной косослоистой картине наклон наращиваемых пластов постепенно уменьшается в нижней части. Они изгибаются вверх и переходят вниз по падению в слабонаклонные донные слои.

При параллельной косой слоистой картине относительно крутопадающие латеральное наращиваемые пласты параллельны друг-другу и направлены к фациальной (рис. 2.3) поверхности под большим углом по схеме подошвенного прилегания. Параллельному наращиванию осадочного тела по косослойности соответствует условия осадконакопления. Так при интенсивном поступлении осадочного материала если происходит медленные прогибание бассейна или вообще отсутствует прогибание, уровень моря также остается стабильным. В результате отличаются быстрое наполнение бассейнов. В этом случае осадки транспортируются, минуя верхнюю седиментационную поверхность. Такая картина волнового поля соответствует от относительно высокой энергетической обстановки осадконакопления.

Сложная сигмовидная косослоистая картина представляет собой комбинацию из разнообразных чередующихся сигмовидных и косослоистых текстур, а пределах одних сейсмофациальных единиц. Верхняя часть ее характеризуется сложным чередованием горизонтальных верхних концов сигмовидных и косослоистых текстур (рис. 2.3.).

Такое чередование объясняется повторением условий транспортировки осадочного материала при общем высокоэнергетическом режиме за периодом вертикального наращивания осадков. Существует времени когда

осадконакопления происходит, минуя верхнюю поверхность, затем осадконакопления повторяется по предыдущей схеме.

Бугристые клиноформы представляют собой перерывные субпараллельные отражения со сложной картиной, характеризуется безсистемным окончанием отражений и их раздвоением. Рис. 2.3.

Рельефность бугров выражена слабо. Таким отражениям соответствуют пласты, образующиеся небольшие взаимно выклинивающиеся по кривым поверхностям языки, что характерно для наращивания осадочных тел в условиях мелководья, особенно в зоне про дельты и между дельтами. Хаотически расположенные отражения наблюдаются при прерывистых, проходящих под всеми возможными углами осей синфазности и возможно неупорядочены расположения отраженных поверхностей.

Такая картина отражений соответствует пластам накопленным в переменном высоко энергетической обстановке или же изначально непрерывным перетерпевшим деформации приводивших к разрыву, в других случаях отражения можно распознать черты первоначальных пластов, разрушенных в результате деформации. На других отражениях не упорядочены и никаких пластовой схеме предположить не возможно. Такими хаотическими отражениями на временных разрезах изображается текстура постседиментационного сползания, комплексы заполнения каналов за счет обрушения склонов

и зоны интенсивных нарушений складчатости (рис. 2.3).
Можно принять во внимание также зону сложной
дислоцированности.

**. 2.3. Классификация осей синфазности
отраженных волн
(по А.Н.Гаджиеву, 2006)**

2.1.1. Сейсмостратиграфическая интерпретация геологического седиментологического строения плиоценовых отложений в пределах западного борта Южного Каспия.

В последние 25-30 лет с внедрением МОГТ и цифровых регистрирующих и обрабатывающих систем резко повысилась геологическая информативность сейсмической разведки и сейсмостратиграфии. По материалам современных временных разрезов МОГТ стало возможным раскрывать с большой точностью и детального сейсмических реперов и морфологию геологических тел в пределах сейсмостратиграфических комплексов, определяемых на точных сейсмических параметрах, таких как конфигурация, взаимное расположение отражений и их непрерывность.

На основе визуального анализа волнового поля положены амплитуда, частота, когерентного и псевдо интегральная скорость сейсмических волн (ПАК). Обычно изменение характера сейсмических волн бывает связаны с локальными структурами, фаціальными изменениями осадочных толщ, дизъюнктивными дислокациями, изменением морфологии, батиметрии дна бассейна и другими потенциальными геологическими явлениями.

На характер волновой картине может повлиять поверхностные условия, как например, при ведении сейсмической разведки в Каспийском море встречаются илистые донные отложения, которые ухудшают прослеживания сейсмических горизонтов за счет погашения высококачественного сейсмического сигнала.

При сейсмических работах на акватории Каспия этот фактор должен быть учтен (А.Н.Гаджиев, 2006).

Рис.2.4. Фрагменты временных разрезов плиоцена разведочной площади Новханы.

а) Идентификация литостратонов из нижнего отдела ПТ. Сейсмодинамический разрез

б) Изменения литологического состава во временных разрезах, отраженные в отложениях нижнего отдела ПТ (Шихалиев, 2009)

Появление сейсмической стратиграфии в бывшем СССР большую роль сыграли крупные советские геофизики Н.Я.Кунен, А.Е.Шлезингер и др., которые аналогическими методами интерпретировали характер сейсмических волновых полей в нефтегазаноносных районах страны. Именно Н.Я.Кунен доказал, что сейсмостратиграфия таит в себе решение большой круг геологических проблем, чем изучение возраста и последовательности осадконакопления. Именно сейсмостратиграфическим исследованием можно решить тектонику, морфологию, литологию, палеогеографию, а также уточнение строения структурных этажей осадочного чехла и фундамента в различных депрессионных зонах континентальных и океанических блоков. Исходным материалом или базовыми данными сейсмостратиграфических исследований являются временные разрезы МОГТ с учетом данных ГИС и использованием совокупности палеотектонических, стратиграфических, седиментолого-палеогеографических построений исследуемых регионов. Обычно сейсмостратиграфический анализ начинается с выделением из временных разрезов сейсмостратиграфических комплексов с последующей их увязкой к международной сейсмостратиграфической шкале. Именно тогда выделенные сейсмостратиграфические комплексы приобретают геологические права. После этого опираясь на выделение

ССК можно решить установленные геологические задачи депрессионных зон и впадин.

2.1.2. Сейсмостратиграфическая интерпретации разрезов плиоценовых отложений Южного Каспия и прилегающих к нему регионов.

В пределах западного борта Южно- Каспийской впадин плиоценовые отложения с мощностью 3500-5000 м, представленные песчано-глинистыми породами, имеют широкое распространение. В целом сейсмическая картина плиоценовых отложений характеризуются наличием большого числа динамически выдержанных отложений с постоянством сейсмической записи, протяженность которых ограничивается зонами сложной сейсмической информацией, обусловленный как интерференцией волн, так и дизъюнктивными нарушениями и грязевулканической активностью.

Рис.2.5. Фрагменты западного борта Южного Каспия. Стратиграфическая интерпретация по плиоцен-антропогеновым отложениям.

Здесь вблизи нижнеплиоценового комплекса (продуктивная толща) четко выделяется отраженная волна (высокоэнергетического отражения), которая соответствует уровню СГ-1-й которая прослеживается в широком диапазоне времени от 05-1.0 сек. В Абшеронском архипелаге и до 2.4-2.9 сек на Туркменском шельфе (рис.2.5).

Отражение СГ-1 представлена в азербайджанском шельфе многофазной отраженной волной. В глубоководной Туранской части в 2-х-3-х фазных с видимым периодом колебаний 40-70 м/сек. В рассматриваемом сейсмическом комплексе четко выделяется высокоэнергетическое отражения СГ-II и СГ-III; в глубоководной части Южного Каспия установлена совершенно другая сейсмическая картина.

Рис. 2.6. Временной разрез осадочного чехла Южного Каспия (Мамедов, 2008). Стратификация по несогласным эрозийным повреждениям осадочного чехла западного борта Южного Каспия.

В сейсмическом комплексе наблюдаются высококачественные колебания с переменным периодом (30-40 м/сек) с характерными четкими динамически выраженными осями синфазности, которая затухает в Туркменском шельфе Южного Каспия. Между СГ-I и СГ-II появляется прозрачная и полупрозрачная запись залегающей толщи. Возможно это явление связано однородным литологическим составом пород данного сейсмического комплекса. В кровле сейсмокомплекса отличаются видное согласие, а в подошве видны согласие, переходящие на локальных участках в подошвенные налегания.

Таким образом строение нижнего плиоценового комплекса (продуктивная и красноцветные толщи) его сейсмофациальные особенности и характер комплексов с вышележащими толщами по региону очень изменчива. Главная причина тех различий обусловлена значительным разнообразием в условиях образования продуктивной-красноцветной толщи данной акватории Южного Каспия.

Выше мы отметили, что плиоценовые отложения Южного Каспия по спектру отражений МОГТ делится на два крупных сеймостратиграфических комплексов – ССК-1 и ССК-2. Здесь ССК-2 охватывает отложения верхнего плиоцена (акчакылские и абшеронские яруса), хотя абшеронский ярус относится плейстоцену. Мощность ССК-2 составляет 1000-1100 м-ов на значительной территории в нем прослеживается косослоистая запись.

Верхнеплиоценовый комплекс в пределах Среднего и Южного Каспия представлен глубоководными фациями. По периферии акватории распространены выклинивающиеся тела ССК-2 с боковым наращиванием. Максимальная мощность комплекса (1000-1100 м) отмечаются в Терско-Каспийском краевом прогибе. Как отмечают А.Н.Гаджиев и др. (2006), к западу в расстоянии несколько десятков километров ССК-2 уничтожены четвертичной и современной денудацией. К востоку косослоистые тела на расстоянии 100-150 км полностью замещаются глубоководной фацией. Последняя занимает большую площадь в центрах акватории Среднего и Южного Каспия. На востоке глубоководная фация окружена косослоистыми телами. На юге в районе Северо-Абшеронской впадины мощность верхнего плиоцена возрастает до 2000 м, который еще 50 км южнее окаймляет Абшеронским порогом, где данный сейсмический комплекс представлен минимальными мощностями.

Самый верхний сейсмостратиграфический комплекс, который укладывается в объем четвертичных отложений А.Н.Гаджиевым обозначен как ССК-1 с мощностью до 1000 м. Этот комплекс характеризуется субгоризонтальными осями по временным разрезам МОГТ на рубеже раннего и позднего плиоцена. Обширная территория Среднего Каспия кратковременно опустилась 1-2 км, захватив Терско-Каспийский краевой прогиб продвинулся на запад.

Образованный глубоководный бассейн имел более крутой западный и пологий восточные борта. В позднеплиоценовое время он заполнился по периферии косослоистыми телами, а в центре мощными

глубоководными отложениями. В пределах Южного Каспия нижнеплиоценовые отложения (продуктивная толща) образовались в едином седиментационном бассейне. Этот бассейн в молассовой формации был реликтом понтического бассейна. Позже стал внутриконтинентальным замкнутым бассейном, который от времени к времени этапно трансгрессировало и расширила свой объем и площадь распространения. Длительное существование и устойчивое развитие этого бассейна было связано с его напряженным тектоническим режимом и впадением в его акваторию с запада и востока крупных рек.

Благодаря устойчивому длительному развитию продуктивный бассейн получил за счет деятельности крупных и мелких рек огромное количество песчано-глинистого материала и образовало мощную осадочную красноцветную толщу фациально-циклического строения. На границе с понтом и акчакылом наличие перерыва и несогласного залегания (СГ-III и СГ-II, СГ-I) позволяют рассматривать продуктивную толщу как самостоятельную пестроцветную песчано-глинистую молассовую формацию (Khalifa-zadeh et al, 2010; Халифа-заде и др., 2018). Продуктивный бассейн был компенсированным в зоне шельфа, именно депоцентр этого бассейна находится не в центральной части бассейна, а в зоне шельфа за счет лавинного осадконакопления. А в пелагии скорость седиментации была в два раза ниже благодаря преимущественно накоплению тонкозернистых глинистых осадков (Халифа-заде и др., 2018). Тонкозернистый состав глубоководных осадков продуктивного бассейна часто нарушалась за счет накопления песчано-турбидитных

систем (Khalifa-zadeh, 1999) в продуктивной и красноцветной толщах, как для Западного, так и для Восточного борта ЮКВ.

Рис.2.7. Сейсмический временной разрез, отражающий условия залегания плиоцен-антропогеновых отложений по линии Умуд-Бабек-Зафар-Машал.

Анализ сейсмических материалов МОГТ и данных бурения в придонных частях Южного Каспия с позиций выявления естественных этапов развития в шельфовой зоне продуктивного бассейна его осадочный чехол разделен на несколько сеймостратиграфических комплексов. Верхний комплекс ССК-1 определяется в интервале времени 1-2.5 сек., который соответствуют верхнеплиоценовым отложениям. В действительности ССК-1 охватил и абшеронские отложения из верхнего структурного этажа. Его подошва соответствует по динамически выраженному сейсмическому горизонту СГ-1, который приурочен к поверхности несогласия между акчакылом и продуктивной толщей (рис. 2.5.).

Кровля комплекса установлена, а различных глубинах от 200 м до глубин 1000-1500 м по серии кратковременных сейсмических горизонтов, прослеживанных между абшеронским и антропогеновыми отложениями. Особенность геологического строения абшеронских отложений отражены по сейсмическому горизонту СГ-1 приуроченный к низам абшеронского комплекса.

Второй сеймостратиграфический комплекс (ССК-2), который залегает на временных интервалах 1,5-5,0 сек. На западе и 3,5-7,0 сек на востоке содержит следы высоких и низкоэнергетических отражений с разной степенью прослеживаемой на данной территории.

Этот комплекс укладывается в объеме нижнеплиоценовых отложений с мощностью 3500-4500 м и хорошо был изучен в Абшеронском полуострове и Абшеронским архипелаге в разрезах Ясамалинской и

Кирмакинской долины, Масазыра, Абшеронской банки, Западной Абшеронской, Нефт Дашлары, Гюнешли, Азери, Чираг и др. продуктивная толща формировалась интерконтинентальном едином замкнутом, трансгрессирующим от времени к времени, и вечно расширяющим седиментиоционном бассейне.

Продуктивный бассейн отличался от подстилающих и вышележащих осадочных бассейнов интенсивным тектоническим режимом и является после балаханского века глубоководным рифтогенно-грабенного типа (Халифазаде, 2008). Трансгрессивный характер продуктивного бассейна легко доказывается выклиниванием его более древних горизонтов в Западном и восточном направлениях, а залегание более молодых литостратонов происходило на размытой поверхностях миоцена, палеогена, верхнего и нижнего мела.

В последнее время в связи с повышением разрешающей способности сейсмической записи нижнюю границу продуктивной толщи удастся трассировать довольно четко по динамически выраженным отражениям (СГ-III) и специфическим особенностям подстилающих (миоцен-нижний мел) сейсмостратиграфических комплексов.

По данным ГИС в разрезе Скв. 1 пл. Чираг в низах ПТ в интервалах глубин 4100-4200 м в КаС выделяется пачка чередования глин, алевролитов и твердых песчаников, по которой ясно трассируется СГ-III по всей складчатой зоне (рис. 2.5., 2.7.). Максимальное удельное сопротивление этой пачки оценивается 20-25 ом. При отрицательности аномалии ПС в порядке 20 мв. В северо-западном направлении на пл. Западно Абшеронская, Два брата,

Агбурун дениз и банка Абшеронская, можно сказать весь нижний отдел ПТ выпадает из разрезов (Халифазаде и др., 2020), а балаханская и кое-где свита перерыв трансгрессивно лежат на миоцене и на более древних отложениях палеогена. Поэтому в этих регионах прослеживать нижнюю границу ПТ по сейсмическим данным сопровождается с большими трудностями, наши палеогеографические исследования показали, что во время формирования нижнего отдела продуктивной толщи северо-западной части Северо-Абшеронской складчатой зоны была область денудации. Дельта Палеоволги находился на много севернее в Среднем Каспии.

В этом случае для улучшения прослеживания нижней границы продуктивной толщи А.Н.Гаджиев и др. (2006) использовали результаты интенсивных скоростей, а также результаты энергетического анализа отраженных волн. Подстилающие продуктивную толщу отложений, характеризуются более высокими скоростями, нежели нижние горизонты продуктивной толщи. А это не случайно, а связано более уплотнением подстилающих отложений, а наличие в их составе карбонатных пород.

Для продуктивной толщи очень характерно ритмичность (цикличность) слагающих ее отложений, что обусловлено напряженным тектоническим режимом продуктивного бассейна. На абшеронском архипелаге в пределах продуктивной толщи в временных разрезах выделены от 9 до 14 толщ, которые по-видимому соответствуют седиментационным циклам. В пределах структур Гюнешли-Шахдениз-Огуз на временных разрезах довольно четко выделяются девять пачек многофазных

границ отвечающих глинисто-песчаным слоем ПТ. Естественно эти песчаные пачки разделены глинистыми пачками (толщами). В юго-западном направлении в тектонической зоне Бакинского архипелага происходит замещение песчаных пачек глинистыми, поэтому в разрезах продуктивной толщи количество интенсивно выраженных многофазных пачек резко уменьшается до трех. Последние по данным глубокого бурения соответствует песчаным горизонтам V, VII и VIII (Булла Дениз и Умуд).

2.1.3. Расчленение и корреляция разрезов ПТ по данным сейсмостратиграфии

В этом контексте исследования П.З.Мамедова, А.Н.Гаджиева (Гаджиев, 2006), Ю.А.Шихалиева (2010) и Ю.Ганбарова заслуживают серьёзного внимания. В действительности, в изучении стратиграфии, палеогеографии, истории геологического развития осадочного чехла ЮКВ результаты сейсмической разведки и сейсмостратиграфии располагает большим потенциалом. В глубоком изучении осадочного чехла ЮКВ откроют большие возможности при всестороннем применении результатов сейсмостратиграфического анализа. Мы считаем, что применение результатов сейсмостратиграфического анализа даст заслуживающие построения в том случае, если эти результаты использовать в следующих двух позициях: в первом случае если сейсмостратиграфический анализ будет проводиться с участием седиментолога, именно тогда можно получить обнадеживающие результаты.

Во втором случае сейсмостратиграфический анализ был бы эффективным, если проводился владеющим сейсмостратиграфическим методом, грамотным седиментологом, одним и тем же лицом. В этом случае повысить эффективность геологической интерпретации данных сейсморазведочных записей. Именно в таком контексте использования имеются в литературе материалы сейсмической разведки МОГТ и временные разрезы, которые передали нам большой любезностью покойный Юсиф Шихалиев для уточнения стратиграфической схемы плиоцена ЮКВ.

Приобретенных из сейсмических профилей, проведенных по плиоцен-антропогеновым отложениям Южного-Каспия в результате интерпретации временных разрезов установленные трехмерные тела, которые в вертикальном разрезе сопровождается поверхностями несогласия. Литостратиграфическая интерпретация некоторых временных разрезов из сейсмических профилей Южного Каспия ясно иллюстрированы на рис. 2.4., 2.5. и 2.7. Прежде всего нам удалось на временных разрезах, взятых из западного борта Южного Каспия, выделять два сейсмостратиграфического комплекса – ССК-1, ССК-2. Из них первый соответствует временному интервалу 1.2-5.0 сек. На временных разрезах верхи ССК-1 отличается слабо эрозионная поверхность несогласия.

Рис.2.8. Сейсмический профиль на площади Чираг с указанием поверхностей несогласий в продуктивной толще.

Эта поверхность несогласия А.Н.Гаджиевым (2008) обозначена индексом СГ-1А (рис 2.6). Под этим сейсмическим горизонтом перерывами проходят слабые параллельные отражения, которые характеризуют темно-серые глины акчакыльского яруса. (рис 2.6; 2.7). Нижняя поверхность ССК-1 соответствует высоко динамичному и высоко энергичному отраженным волн. А это фактически характеризует несогласную поверхность высоко эрозионного горизонта, расположенного между двумя сейсмо-стратиграфическими комплексами (ССК-1, ССК-2). Дело в том, что этот сейсмический горизонт А.Н.Гаджиевым обозначен индексом СГ-1, который хорошо прослеживается на западном и восточном бортах ЮКБ.

Первый ССК-1 мы увязывали с разрезами плиоцена из западного борта Южного Каспия и определили, что он полностью соответствует объему акчакыльского яруса. Одновременно нам удалось установить, что ССК-1 является аналогом терригенно-глинистой молассовой формации. Отсюда можно сделать такой вывод, что темно-серый терригенно-глинистой молассовой формации можно проследовать и картировать во всех структурно-фациальных зонах ЮКБ. Мы используя разработанный Ю.А.Шихалиевым [Шихалиев, 2007] метод литолого-фациального контроля на сейсмической разведке во всех структурных единицах ЮКБ, выяснить внутреннее строение темно-серый терригенно-глинистой молассовой формации.

Второй сеймостратиграфический комплекс укладывается в интервале времени отраженных волн 1.5-5.0 сек. Этот ССК-2 является трехмерным геологическим

телом и представляют обычно совокупности высоко и низко энергетических отраженных волн. Этот сейсмический комплекс с верхней и нижней стороной лимитируется поверхностями стратиграфических несогласий. Мощность ССК-2 составляет 2000-4500 м и ясно прослеживается с помощью СГ-1 и СГ-III на западном и восточным бортах ЮКБ. (рис 2.5, рис. 2.6. и данный график). Коррелируя мощность и строение ССК-2 со всеми разрезами ПТ западного Южного Каспия мы доказали, что стратиграфически ССК-2 полностью укладывается в объем продуктивной толщи. На западном борту Южного Каспия сейсмический горизонт СГ-III представлен в полном объеме и начинается как стратиграфический репер и прекрасно отслеживается. Однако, там, где в западном и восточном направлениях древние литостратоны ПТ выпадают из разреза, а более молодые лежат стратиграфически несогласно по отношению древних горизонтов миоцена и палеогена и верхнего мела, прослеживать СГ-III становится затруднительно.

На основании возрастных исследований Д.Кроувса (D.Grouvse, 1996) возраст СГ-III, залегающий между продуктивной толщей и понтом, составляет $250 \cdot 10^3$ лет.

В Северо-Абшеронской структурной зоне в временном разрезе структуры Гилавар литостратоны Нижнего отдела продуктивной толщи в западном направлении выклиниваются. Это явление мы установили по материалам глубокого бурения на структурах абшеронской группы, где балаханская свита залегает на глубоко размытой поверхности миоцена (Халифа-заде и др., 2020). Эти данные дополнительно подтверждается по сейсмическим

материалам временных разрезов МОГТ в структуре Гилавар. Кроме того на временных разрезах граница продуктивной толщи и миоцена легко определяется изменением интервальных скоростей. Как мы отметили выше, отложения миоцена и майкопской свиты по сравнению с продуктивной толщей характеризуется более плотными породами и наличием карбонатных пород. В сейсмическом комплексе ССК-2 граница отраженных волн характеризуется высоким энергетическим потенциалом и многофазностью отражений, которые в свою очередь указывают поверхность несогласия. Эта граница А.Н.Гаджиевым и Ю.Ганбаровым был обозначен индексом СГ-II. Она как стратиграфический репер на западном борту Южного Каспия хорошо прослеживается. Мы сейсмическую границу СГ-II, корелируя с разрезами Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага, допускаем, что она соответствует стратиграфическому объему свите перерыва.

Таким образом, анализ и седиментологическая несогласия и эрозионные слои фактически соответствуют высокодинамичным и высокоэнергетическим отражениям сейсмических волн, которые обозначены индексом СГ-1А, СГ-I, СГ-II, СГ-III хорошо прослеживается во временных разрезах сейсмических профилей, проведенных на Западном борту Южного Каспия, и могут быть успешно использованы при составлении сводной стратиграфической схемы.

Каждое из них в вертикальном разрезе сопровождался страти-графическими и тектоническими несогласиями. Еще эти трехмерные физические тела оказали большие

услуги при уточнении стратиграфии плиоценовых отложений западного борта Южного Каспия. Интерпретация временных разрезов на рис. 2.5, 2.6, 2.7 наглядно иллюстрированы.

Прежде всего из западного борта Южного Каспия из сейсмических профилей, взятых нами временные разрезы, в результате их интерпретации как и другие исследователи, нам удалось выделить два ССК. Из них первый и верхний соответствует временному интервалу 1.2-5.0 сек. В ССК верхняя его часть во временном разрезе подвергалась сложной эрозии, который можно принять как поверхность несогласия. Эту поверхность А.Н.Гаджиев обозначил индексом СГ-1А. под этой протягиваются слабо параллель с переходами линии отраженных волн, а эти в свою очередь характеризует темно-серые глины акчакылского яруса. (см. рис. 2.6 и 2.7).

Подшвы первого ССК характеризуются высоким динамическим и энергетическим линиям отраженных волн. А это фактически подвергавший длительному эрозии комплекс интерпретации стратиграфически согласны сейсмический горизонт. Этот горизонт во временных разрезах МОГТ хорошо прослеживается в плиоцен-антропогеновых отложениях Западного и Восточного бортах Южного Каспия. А.Н.Гаджиев и У.Ганбаров данный сейсмический горизонт обозначил индексом СГ-1.

После увязки литостратиграфических колонок первого ССК мы удостоверились, что эти отражения сейсмических линий является аналогами акчакылских отложений.

Одновременно сеймостратиграфический анализ временных разрезов показал, что отложения первого ССК

является верхнеплиоценовыми, которые соответствуют объему и стратиграфическому положению темно-серых терригенно-глинистой молассовой формации (Халифазаде, 2010). Отсюда можем сделать такой интересный вывод, о том, что терригенно-глинистой молассовой формацию с помощью временных разрезов МОГТ можно прослеживать во всех структурно-фациальных зонах Южного Каспия. Одновременно мы с помощью метода Ю.Шихалиева в сейсмической разведке литолого-фациального контроля в любой структурной фациальной зоне можем прослеживать терригенно-глинистую молассовую формацию и раскрыть ее литолого-фациальное строение. Установленный нами второй ССК укладывается в интервале временных отраженных волн 1,5-5.0 сек. Фактически это тело является итоговым комплексом, обладающим высоким энергетическим потенциалом и в разной степени прослеживаемых отраженных волн.

Второй ССК с высокой амплитудной и высокими энергетическими отраженными волнами ограничивается несогласиями. Этот ССК характеризуется мощным – 2000-5000 м стратиграфическим и вертикальным разрезом с подошвы и кровли лимитирующийся сейсмическими горизонтами СГ-I и СГ-III стратиграфических несогласий и хорошо прослеживавшийся на обоих бортах ЮКВ (рис 2.6, 2.7). Мы по ряду физических и литологических признаков увязали литостратиграфических разрезов плиоцена и доказали, что второй ССК полностью укладывается в объем ПТ.

Рис.2.9. Сейсмогеологический профиль через структуру Гилавар Северо-Абшеронской складчатой зоны.

В западном борту Южного Каспия СГ- III во временных разрезах как стратиграфический репер прослеживается по всей территории Южного Каспия.

По данным Д. Гроувса для образования СГ- III, залегающей между продуктивной толщей и понта, израсходован $250 \cdot 10^3$ млн.лет времени. Фактически под СГ- III мы понимаем эрозионный слой, разделяющий два яруса и на западном борту Южного Каспия, залегающих на различных стратиграфических подразделениях миоцена. В разрезах САВ и Абшеронского архипелага во временных

разрезах ясно наблюдается циклические строения плиоцена. Здесь фактически каждый цикл характеризуется в его вертикальном разрезе чередованием высоко амплитудных и низко амплитудных, и с высоким и низким энергетическими потенциалами отраженных волн. В вертикальном направлении во временных разрезах МОГТ они чередуются.

Установленные сейсмические горизонты в западном борту ЮК, по их стратиграфическому положению, мы приняли как атрибут, маркирующий горизонт для надежной стратиграфической корреляции для составления итоговой стратиграфической схемы плиоцена Азербайджана. Затем залегающие между маркирующими сейсмическими горизонтами геологические тела с помощью сейсмостратиграфического анализа можно разделить на более дробные физические тела. Ибо в Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге установленные сейсмические горизонты СГ-1А, СГ-I, СГ-II и СГ-III во временных разрезах высокие амплитудные и высоко энергетические отраженные волны и чередуются с пакетами низко амплитудных низко энергетических отраженных волн. В Абшеронском архипелаге во временных разрезах месторождения Гюнешли во временных разрезах между СГ- II и СГ- III устанавливается два высоко амплитудных волновых комплексов, которые соответствует литостратонам ПК и НКП. Затем в тех же временных разрезах МОГТ залегает между СГ-I и СГ-II осадочный комплекс, который определен как высоко амплитудный и 4 сейсмических физических тела, которые стратиграфически соответствуют V, VII, VIII, X

нефтегазоносным объектам балаханской свиты. Это мы допускаем условно. Они нуждаются в дополнительных критериях доказательства.

Кроме того в тектонической зоне Бакинского архипелага во временных разрезах месторождения Булладениз в осадочной толще, находящейся между продуктивной и краснойветной толщей, как для западного, так и для восточного бортов ЮКВ, во временных разрезах Северо-Абшеронской складчатой зоны и Абшеронского архипелага ясно видно циклическое строение плиоценовых отложений. Здесь фактически каждый установленный цикл характеризуется высокоамплитудной отраженных волн и слабой отрицательной и слабо энергетическим потенциальным потоком отраженных волн. И в вертикальном разрезе временных разрезов эти циклы системно чередуются. Мы на западном борту Южного Каспия сейсмические горизонты, установленные в плиоценовых отложениях их стратиграфическое положение как атрибут принимаем и считаем, что они могут играть маркирующую роль при составлении стратиграфической схемы плиоценовых отложений.

В залигающей между этими стратиграфическими реперами осадочной толще с помощью временных разрезов можно выделить более мелкие физические трехмерные тела. Обычно в временных разрезах, взятых из тектонической зоны Абшеронского и Бакинского архипелагов между установленными сейсмическими горизонтами СГ-AI, СГ-I, СГ-II и СГ-III хорошо прослеживаемые высоко амплитудные и высоко энергетические и слабые амплитудные и слабо

энергетичные и перерывами чередуются. Нам удалось во временных разрезах пл. Гюнешли Абшеронского архипелага между сейсмическими горизонтами СГ- II и СГ- III установить высоко амплитудные отражательные волновые комплексы (литологическая пачка).

Седиментологические исследования показали, что эти комплексы соответствует ПК и НКП свиты нижнего отдела продуктивной толщи, так же временных разрезах между сейсмическими горизонтами СГ- I и СГ- II в залегающей осадочной толще установили и высоко амплитудные сейсмические трехмерные тела, которые допускаем, что соответствуют V, VII, VIII, X нефтяным объектам балаханской свиты.

**Рис. 2.10. Временной разрез через структуру
Алекперов-Шарифзаде Южного Каспия с указанием
поверхностей несогласий.**

Кроме того на пл. Булла дениз Бакинского архипелага во временных разрезах между сейсмическими горизонтами СГ- II и СГ- III, в залегающей осадочной толще мы установили два высоко амплитудных волновых комплексов (сейсмические тела), которые сопоставляется с разрезами

Дуванный дениз, Остров Булла и Булла дениз и пришли к заключению, что они фактически соответствуют V, VII и VIII горизонтам в пределах Бакинского архипелага (по Карадагской стратиграфической схеме).

Таким образом, выше мы на западном борту Южного Каспия на основе сейсмических материалов МОГТ уточнили стратиграфию продуктивной толщи. Мы в плиоценовых отложениях на основании временных разрезов провели сеймостратиграфический анализ и выделили два сеймостратиграфического комплекса ограничивающие с поверхностными несогласиями. Между сейсмическими горизонтами СГ- II и СГ- III мы установили два высоко амплитудны (физические тела) волновой комплекс, который мы сравнивали с разрезом продуктивной толщи Дуванный дениз, Булла адасы и Булла дениз и пришли к такому заключению, что сейсмические физические тела соответствуют литостратонам – ПК и НКП и являются аналогами нефтепромысловых объектов – горизонтов VIII и IX (по Карадагскому стратиграфическому делению). Таким образом, как видно из выше изложенных мы значительную часть стратиграфии плиоцена западного борта Южного Каспия реализовали по материалам временных разрезов МОГТ. А в плиоценовых отложениях западного борта Южного Каспия по временным сейсмическим разрезам МОГТ с помощью стратиграфических несогласий нам удалось выделить два ССК. Затем мы доказали, что первый ССК соответствует акчакылскому ярусу, а второй ССК полностью укладывается в объем продуктивной толщи. Из-за того, что стратиграфические положения сейсмических горизонтов

СГ-1А, СГ-I, СГ-II и СГ-III ограничивающих двух сейсмостратиграфических комплексов анализом временных разрезов МОГТ можно надежно и эффективно вести региональную корреляцию плиоценовых отложений.

В этом контексте с помощью сейсмических временных разрезов МОГТ возможно создать надежную стратиграфическую схему палеогеографическую реконструкцию, и провести формационный и бассейновый анализ осадочного чехла Южно-Каспийской впадины. Нам думается, что в настоящее время результаты сейсмостратиграфии глубже применяется в решении сложных геологических проблем депрессионных зон.

Во временных разрезах Северо-Абшеронской складчатой зоны и Абшеронского архипелага ясно видно циклическое строение плиоценовых отложений (рис. 2.9). Здесь фактически каждый установленный цикл характеризуется высокой амплитудой отраженных волн и чередуется слабой амплитудной и слабым энергетическим потенциальном пакета отраженных волн. В вертикальном разрезе во временных разрезах эти циклы системно чередуются.

Мы на западном борту Южного Каспия сейсмические горизонты установленные в плиоценовых отложениях их стратиграфическое положение как атрибут принимаем и считаем, что они могут быть при составлении стратиграфической схемы плиоценовых отложений играть маркирующую роль. В залегающей между этими стратиграфическими реперами осадочная толща с помощью временных разрезов более мелкие физические трехмерные тела. Обычно во временных разрезах, взятых

из тектонических зон Абшеронского и Бакинского архипелагов, между установленными сейсмическими горизонтами СГ-А1, СГ-1, СГ-II, СГ-III хорошо прослеживаемые высокоамплитудные и высокоэнергетичные и слабо- амплитудные и слабоэнергетичные волны чередуются с перерывами. Нам удалось, во временных разрезах пл. Гюнешли Абшеронского архипелага между сейсмическими горизонтами СГ-II и СГ-III, установить высоко амплитудные отражательные волновые комплексы (литологические пачки) (см. рис.2.6). Седиментологические исследования показали, что эти комплексы соответствуют ПК и НКП свиты нижнего отдела продуктивной толщи. Так же во временных разрезах между сейсмическими горизонтами СГ-I и СГ-II в залегающей осадочной толще установили четыре высокоамплитудные сейсмические трехмерные тела, которые допускаем, что соответствуют V, VII, VIII, X нефтяным объектам балаханской свиты. Кроме того, на пл.Булла дениз Бакинского архипелага во временных разрезах между сейсмическими горизонтами СГ-II и СГ-III: в залегающей осадочной толще мы установили два высокоамплитудных волнового комплекса (сейсмические тела), которые сопоставляется с разрезами Дуванны дениз, Остров Булла и Булла дениз и пришли к заключению, что они фактически соответствуют горизонтам V, VII и VIII Балаханской свиты (по Карадагской стратиграфической схемы).

Таким образом, выше мы на Западном борту Южного Каспия на основе сейсмических материалов МОГТ уточнили стратиграфию продуктивной толщи. Мы в

плиоценовых отложениях на основании временных разрезов провели сеймостратиграфический анализ и выделили два сейсмо-стратиграфического комплекса, ограничиваемого поверхностными несогласиями.

Затем, первый ССК-I- укладывался в объем акчакылского яруса, а ССК-II доказали соответствует объему продуктовой толще. Отсюда в данной работе границу сейсмических комплексов, соответствуют сейсмическим горизонтом СГ-1А, СГ-I, СГ-II и СГ-III, стратиграфическое положение которых хорошо известно и хорошо прослеживается на Западном и Восточном бортах Южного Каспия. Они могут маркирующим горизонтом для составления сводной стратиграфической схемы плиоцена Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана. Затем, эти маркирующим сеймостратиграфические горизонты могут быть очень надежными для определения строения и мощностью и характера нефтегазовых объектов продуктивной толщи в структурах глубоководной части Южно-Каспийского бассейна. В этом контексте сейморазведочные материалы МОГТ (временные разрезы) Южного Каспия могут быть широко применены для эффективного решения проблем литостратиграфии, палеогеографии и палеотектоники, а также для рационального ведения бассейнового анализа плиоценовых отложений Южного Каспия столь богатых нефтегазовыми ресурсами.

В предыдущей главе в изучении стратиграфии плиоцена Азербайджана роль сейсмической разведки временных разрезов МОГТ и сеймостратиграфических исследований, мы очень высоко оценили. Последнее время

в результате применение успехов сейсмической разведки и сейсмостратиграфический в изучении осадочного чехла Южно - Каспийской впадины, особенно в уточнении строения и объема структурных этажей в палеогеографической реконструкции плиоценового комплекса получены целого ряда интересных выводов. В этом направлении сводные схемы и монографические работы П.З.Мамедова, А.Н.Гаджиева [Гаджиева, 2006], У.А.Шыхалиева [Шыхалиев, 2007] и У.Ганбарова заслуживают самого серьезного внимания. В действительности в настоящее время результаты сейсморазведки приобретают важное место в изучении стратиграфии не только плиоцена, но и всего осадочного чехла ЮКБ. Будущем нам думается, что реконструкции переломных этапов развития осадочного чехла, а также в уточнении отдельных положений в истории геологического развития ЮКБ сейсмостратиграфические исследования будут играть главенствующую роль. Нами высоко оцениваются результаты сейсмостратиграфии, именно при использовании результатов сейсморазведки в комплексе с другими геологическими исследованиями, особенно в седиментологии открывают широкие горизонты в определении геолого-геофизической природы осадочного чехла, фундамента и также переходного слоя верхней мантии.

В ближайшем будущем широкое использование результатов сейсморазведки в сейсмостратиграфии в тесном сочетании с другими регионально-геофизическими работами создать серьезную основу для познания глубинного строения коры Южно-Каспийского орогена.

Принимая в основу этих принципов, мы в изучении стратиграфии, палеогеографии и формационного анализа плиоценовых отложений достигли больших успехов в использовании результатов региональных и локальных геофизических работ. Эти исследования помогли нам эффективно разработать стратиграфические, палеогеографические, даже углубленного изучения формационной природы плиоценовых отложений Азербайджана.

Мы выше отметили, и вновь повторно пишем, что результаты сейсмической разведки или других методов геофизической разведки, эффективность которых в определении степени зависит от участия в этом процессе грамотного седиментолога. К сожалению, как в геофизическом отделе Азнефт SOCAR или же в специальных геофизических организациях в их структуре полностью отсутствует седиментологический отдел и совершенно не привлекают седиментолога при изучении и расшифровки временных разрезов МОГТ или в других геофизических исследованиях и даже в изучении результатов промыслово-геофизических работ.

Мы считаем, что результаты региональной и локальной геофизических работ если будут расшифрованы в изучении стратиграфии, палеогеографии и в истории геологического развития регионов, хорошо знакомыми геофизическими исследованиями можно сильно поднять эффективность геофизических работ в геологии. Именно, проведение сейсмических и других геофизических работ на такой плоскости несомненно обеспечить получение надежных и убедительных результатов.

С учетом вышесказанных нам удалось получить надежные результаты в изучении стратиграфии, палеогеографии и формационного анализа плиоценовых отложений. Для этого мы широко использовали любезно переданные нам временные разрезы МОГТ Юсифом Шихалиевым, сейсмостратиграфические работы П.З.Мамедова и А.Н.Гаджиева, которым очень благодарны.

2.2.1. Стратиграфия и литология миоплиоценовых отложений Северо-Абшеронской складчатой зоны

Северо-Абшеронская складчатая зона занимает северную часть Абшероно-Прибалаханского тектонического пояса и разобрана с последнего узкой Пираллахи-Кергезской синклинальной складчатостью (рис.2.11). Эта зона занимает пограничную территорию с Туранской плитой и имеет геологическое строение сходное с платформенными структурами и характеризуются наличием значительного нефтегазоносного потенциала, связанного как с продуктивной толщей, так и миоценом, нижним мелом и верхнеюрскими, оксфордскими рифогенными структурами.

Миоценовые отложения предыдущими исследованиями условно выделены в западной части одноименной складчатости в структурах Апшеронской группы и Гошадаш, Агбурун дениз, Апшеронская банка без фаунистических и литологических доказательств; Были использованы данные только промысловой геофизики или же просто были сравнены с миоплиоценовыми отложениями Юго-Западного Апшерона. Нами изучены разрезы глубоких скважин по миоплиоценовым отложениям в структурах Абшеронской группы (рис.2.11).

Здесь продуктивная толща в основном представлена верхним отделом. Отмечается в разрезах лишь Балаханская свита, более молодые отложения продуктивной толщи частично размыты знаменитой акчагильской трансгрессией и современной денудацией.

При стратификации миоплицена мы использовали скудные фаунистические остатки, петрографические коррелятивы и палеогеографические критерии продуктивного бассейна, которые обстоятельно изучены нами более 15 лет и результаты были опубликованы в многочисленных статьях [Халифазаде, 2001, 2007, 2014, 2018, 2020]. В данном случае нами изучен керновой материал пл. Северо-Абшеронская (скв.2,4) и Западно-Абшеронская (скв.51,16,43).

**Рис. 2.11. Схема расположения локальных
структур в пределах Северо-Абшеронской складчатой
зоны и Абшеронского архипелага
(Масштаб 1:10000)**

При тщательном изучении кернового материала здесь на глубине 1329- 1335 м скв. 16 в песчаниках и алевролитах обнаружена пелециподовая фауна из семейства мактеридов, которые определены нами как *Mactra caspia sp.* и другой вид который имеет радиально-ребристую створку нами определена как *Mactra fibriana sp.*, установлены также кардииды из семейства пектенидов-

pecten sp. Мактровая фауна также обнаружена в биоморфном известняке в интервале глубин 1335-1350 м скв. 43. Еще нами обнаружена миоценовая фауна в интервале глубин 1905-1908 м скв. 2 пл. Северо-Апшеронская. Здесь фауна из ребристых пелеципод, которая нами определена до рода как *Mastra fibriana* sp. Все установленные в керновом материале мактровая фауна из площадей Западно-Апшеронская и Северо-Апшеронская характеризует сарматского яруса верхнего миоцена, ибо мактровые слои очень характерны для сармата. Ниже дается более подробная характеристика разрезов миоплиоцена по структурам северо апшеронской (скв.2,4) и Западно Апшеронской (скв.51,16,43).

Разрез верхнего миоцена (сармат) в пределах Северо-Апшеронской структуры интервал глубины 1800-2152 м, темно-серые алевритистые глины с плитчатой отдельностью. По степени уплотнения и внешним признакам они заметно отличаются от глин продуктивной толщи. Глинистая толща местами содержит прослой и пласты крупнозернистого алевролита и м/з песчаника, которые слабо уплотнены в интервале глубин 1903-1908 (скв.2). Слабо алевритистая, серая глина содержит остатки ребристых пелеципод, относящихся к семейству мактридов, которые отчетливо датируют возраст описываемых глин как сарматских. В этом интервале в глинах установлены известковые гальки размером 1,5 см. Серые и темно-серые сарматские глины имеют как горизонтальную, так и волнистую текстуру, угол падения слоев 40- 45° с признаками смятия и зеркала скольжения.

Вещественный состав песчано-алевритовых и

глинистых пород миоплиоцена Апшеронской группы структур.

Обомочные и глинистые породы отобраны из миоплиоцена Северо-Апшеронской и Западно-Апшеронской структур по скв. 16, 43, 39 в интервале 703-1553 м, которые были изучены петрографическими и рентгенодифракто-метрическими методами. В общей сложности были изучены 25 проб породы, которые преимущественно отобраны из скв. 16 Западно-Апшеронской. Вещественный состав пород продуктивной толщи как было указано выше в пределах скв. 16 Западно-Апшеронской, состоящей из балаханской свиты, составляет около 700 м (интервал 703-1329 м). Отобранные нами из четырех интервалов песчаные породы тщательно изучены микроскопическими методами и результаты анализов иллюстрированы на таблице 2.10.

Эти породы представлены м/з и с/з олигомиктовыми песчаниками светлосерого цвета. Редко встречаются крупнозернистые алевролиты серого цвета с включением галек кварцита. Прежде всего для обломочных пород балаханской свиты северо-западной части Апшеронского полуострова характерен мономинеральный или олигомиктовый состав песчаноалевритовых пород. Это не случайно и связано с питанием дельты палеоволги, где обломочные частицы 70-90% сложены кварцем (таб.2.2). Из полевых шпатов были установлены К-вые полевые штамы (ортоклаз и микроклин), которые составляют 5-10% содержания обломочных частиц. Зерна плакоглазов не были установлены. Обломки различных пород (граувакковый материал) составляет 20-30% обломочного концентрата. Среди обломков пород в основном

установлены обломки кремнистых пород, реже встречаются обломки кварцитов и карбонатных пород.

Цементирующее вещество, также установлено в ничтожном количестве (5- 15%), которое представлено глинистыми частицами. Карбонат кальция носит вторичный характер. Это также неслучайно, поскольку обломочный концентрат формировался в пресноводных условиях в дельте Палеоволги или надводной части и дельты в аллювиях (рис 2.12).

Структура цемента поровая и контактно-поровая. Зерна кварца хорошо окатаны и умеренно отсортированы. Среди зерен кварца наблюдается трещиноватые и катаклизированные разновидности с волнистым погасанием. Эти зерна, по видимому, образовались за счет денудации типичных метаморфических пород русской платформы.

Зерна кварца с включением газов и жидкостей не были установлены. В целом изученные нами песчаники и пески относятся к семейству олигомиктовых песчаников, которые образовались в дельте или же в ее протоках и надводной части дельты Палеоволги.

Минералогический состав песчано-алевритовых пород миоцена Северо-Абшеронской группы структур

Обломочные породы миоцена в основном были изучены по материалам скв. 16 Западно-Абшеронской структуры и частично выявлены при исследовании кернового материала Северо-Абшеронской площади. Прежде всего в песчано-алевритовых породах содержание кварца сильно занижено (таб. 2.3). При этом среди зерен кварца полностью

отсутствуют представители метаморфических пород, кроме того зерна кварца слабо октаны и сцементированы карбонатным цементом. Среднее значение коэффициента отсортированности составляет $S_o = 2,8$.

Вторая характерная особенность обломочного концентрата миоцена значительное участие в составе пород К-вых и Na-Ca-евых полевых шпатов. Содержание плагиоклазов достигает до 10-12% (см. таб. 2.3).

В составе обломков пород доминирует зерна глинистых и карбонатных пород. Все эти признаки ясно указывают на то, что микроскопически нельзя спутать миоценовые обломочные породы с таковыми нижнего плиоцена.

Незначительная примесь мусковита и хлорита свидетельствуют о том, что размывались глинистые сланцы нижней и средней юры Юго-Восточного Кавказа [Халифазаде, Магамедов; 1982].

Заслуживает особое внимание изучение микроконгломератов из интервала 1345-1350 м пл. Западно Апшеронская. Этот микроконгломерат фактически состоит на 70% из обломков верхнемеловых известняков, поскольку они содержат многочисленные камеры планктонных фораминифер из семейства глобигеринид, которые имеют широкое распространение в верхнемеловых отложениях Юго-Восточного Кавказа.

Рис. 2.12. Разрез миоплиоцена площади Западно-Абшеронская, скв.16.

1-мелькозернистые песчаники с остатками пелеципод; 2-алевролиты и алевриты; 3-массивные известковые среднезернистые песчаники; 4-известняки и глинистые известняки. 5-глины. 6-притовые и карбонатные конкреции. 7-Дельта; 8 - Аллювиальная фация; 9 - фация дельтовых протоков; 10-Сублиторальная фация; 11-Эпинеритовая фация; 12-Интернеритовая фация

Таблица 2.2.
Минералогический состав песчано-алевролитовых пород балаханской свиты пл Западно-Абшеронская (скв.16)

№	Минералы, %	Глубина отбора проб			
		787-795	850-855	1250-1270	1329-1330
1	Кварц	85.0	80.0	70.0	70.0
2	Ортоклаз-микроклин	5.0	6.0	10.0	10.0
3	Плагиоклазы	-	-	-	-
4	Обломки кремнистых пород	-	-	5.0	10.0
5	Обломки карбонатных пород	-	8.0	-	5.0
6	Обломки глинистых пород	10.0	-	14.0	5.0
7	Обломки эффузивов	-	7.0	1.0	-
8	Глауконит	Ед.зер.	-	-	-
9	Мусковит	-	-	-	-
10	Хлорит	-	Ед.зер.	-	-
	Сумма	100.0	101.0	100.0	100.0

Минералогический состав глинистых пород миоцена Северо- Абшеронской складчатой зоны (пл. Западно Абшеронская)

Нормальные глинистые пачки в разрезе миоцена появляются с глубины 1500 м, которые условно могут быть отнесены к нижней части сармата; глины серые, темно-серые с песчано-алевритовой примесью, они в той или иной степени обогащены тонкозернистым, карбонатом кальция. Эти глины по сероцветной, темноцветной окраске резко отличаются от пестроцветных глин балаханской свиты. Далее в чокраке доминируют прослои глинистых известняков и мергелей. Увеличение

карбонатных прослоев в чокраке не случайно, а связано потеплением климатических условий в чокракских бассейнах. Это легко подтверждается распространением доломитовых пластов и линз в чокракских отложениях Гобустана. Разрез миоцена в Северо- Апшеронской структуре вскрыт на глубине 1700 м и плохо сопоставляется с разрезом миоцена пл. Западно-Апшеронской. Как было отмечено выше, мы имеем дело с различными глубинами постмиоценовой эрозии. Допускаем, что на площади Западноабшеронский верхний миоцен, вернее сарматские отложения в значительной степени были уничтожены послемииоценовой денудацией (рис. 2.13). А на востоке на пл. Североабшеронской, наоборот, сарматские отложения почти уцелели от размыва и представлены темносерыми глинами с прослоями песчано-алевролитовых пород, где коэффициент глинистости верхнемиоценового разреза достигает 0,8.

Коллоидная фракция глинистых пород миоцена в количестве 11 проб подвергнуты дифрактометрическому исследованию, результаты анализов приведены в таблице 2.3.

Прежде всего, в миоценовых глинах бросается в глаза незначительное содержание разбухающих компонентов - глинистых минералов - смектитов. Судя по дифрактограммам смектитовые минералы индетицированы по базальным рефлексам от плоскости 001 со значением d_{001} 12,5 - 14,5 Å, которые после насыщения проб этиленом гликол незначительно перемещаются в область малых углов отрожения и значение становится 16,3-16,5 Å. После прокаливания

изучаемых проб до 600°C базальные рефлексы смектитов преобретают значение 9,95-9,98 Å. В проколенных пробах на дифрактограммах характерные рефлексы каолинита со значением d_{001} 7,15 Å и d_{002} 3,56 Å полностью исчезают.

В миоценовых глинах гидрослюда (иллит) является главенствующим глинистым минералом. Судя по полиморфным модификациям гидрослюда являются аллотигенным и принадлежат к высокотермальной модификации с индексом 2M₁.

Таблица 2.3
Минералогический состав коллоидных фракций
глинистых пород миоцена Северо-Абшеронской
складчатой зоны (пл. Западно-Абшеронская)

№	Минералы, %	Гидраслюд а иллит	смектит ы	хлорит ы	каолини т
	Интервалы отбора проб				
1	1577-1582	65.0	5.0	-	30.0
2	1494-1510	56.0	14.0	12.0	16.0
3	1577-1582	45.0	26.0	7.0	22.0
4	1582-1595	48.0	14.0	3.0	35.0
5	1513-1515	40.0	18.0	7.0	35.0
6	1527-1532	58.0	27.0	-	15.0
7	1582-1587	28.0	21	10	41.0
8	1583-1588	59.0	8.0	8.0	25.0
9	1527-1537	67.0	15.0	6.0	12.0
10	1490-1495	47.0	5.0	2.0	46.0
11	1499-1504	54.0	15.0	1.0	30.0

--	--	--	--	--	--

Содержание каолинита не превышает 35% и также является аллотигенным. Неблагоприятные климатические условия верхнего миоцена отсутствие достаточной влажности не дали возможность образования каолинита и смектитов на древней коре выветривания. По этой причине миоценовые глинистые покрывки характеризуются меньшей пластичностью и худшим экранирующим свойством.

Поэтому допускаем, что в песчаных резервуарах миоцена в пределах Северо-Апшеронской складчатой зоны образование газовых залежей маловероятно; а нефтяные месторождения могут быть с умеренным размером газовых шапок.

Таким образом, наши исследования показали, что в Апшеронской группе структур обнаружена лишь верхняя часть продуктивной толщи. А притом на площади Западно-Апшеронская, где глубина моря 10-12 м балаханская свита выходит на дневную поверхность, остальная часть верхнего отдела продуктивной толщи размыта современным денудационным срезом. Здесь на глубине 350 м (скв. 43) балаханская свита лежит на размытую поверхность миоцена, судя по остаткам пелеципод, фактически последняя лежит на сармате верхнего миоцена. На крыльях Западно-Апшеронской структуры, судя по фаунистическим остаткам миоцена, мы допускаем только залегание балаханской свиты на размытую поверхность миоцена. А миоцен здесь представлен сарматом и чокракскими ярусами (см. рис. 2.13). В структурах Два брата и Агбурун

дениз и Западно-Апшеронская глубокими скважинами вскрыта майкопская свита олигоцена в сокращенном объеме и представлена алевроито-глинистыми толщами с включением сидеритовых конкреций. Последняя залегает в указанных структурах на размытую поверхность нижних горизонтов верхнего мела. Наши стратиграфические построения в пределах Апшеронской группы структур Два брата и Агбурун дениз хорошо увязывается с региональными геологическими построениями. В структурах Апшеронской группы Северо-Апшеронской складчатой зоны в разрезах глубоких скважин выделены некоторыми исследователями [Usubov et al; 2017] всех подразделений палеогена и миоцена и нижнего плиоцена. Это не может быть достоверным.

Во-первых, выделенные Меджидовым Н.А., Юсифовым М.Н. и др. [Меджидов, 2015] в разрезах глубоких скважин структур - Два брата, Агбурун Дениз в Апшеронской группе структур на основании ГИС всех стратиграфических подразделений продуктивной толщей, мягко говоря, являются самообманом. Как было указано выше наши палеонтологические данные по сармату такое стратиграфическое деление полностью отвергают. Во вторых- палеогеографические критерии полностью отрицают участие нижнего отдела продуктивной толщи в разрезах указанных структур, поскольку зона развития Два брата, Агбурун дениз и Апшеронской группы структур в век нижнего отдела продуктивной толщи была область денудации Палеоволги.

В наших ранних статьях [Халифа-заде, 2009; Халифа-заде, 2018] ясно указано, что продуктивная толща имеет

трансгрессивное строение. Она расширила свою границу постепенно в течении 1,9 миллионов лет. Самое крупное расширение соответствует время образования балаханской свиты. Тогда продуктивный бассейн расширил свою границу до р. Кырдыманчая. А в Сабунчинское время граница Продуктивного бассейна достигает до г. Агдаш и реки Турианчай. Это легко доказывается трансгрессивными залеганиями более молодых подразделений нижнего отдела продуктивной толщи на понт в центральном и Западном Апшероне и Нижне Куринской впадине. Для ясности заметим, что нижний отдел Продуктивной толщи полностью представлен в пос. Гала и Гум Адасы. В западном направлении нижние стратиграфические подразделения постепенно выклиниваются. Как например, в разрезе Кирмаки дереси уже ПК свита лежит на понт а в Джорате КС лежит на понт, у реки Сумгаит НКП лежит на размытой поверхности понта. Даже 50 км в западном направлении в центральном Гобустане в раз. Рагим, песчано-глинистая толща балаханской свиты с большим стратиграфическим несогласием залегает на понтические отложения. В свое время в пределах Апшеронского полуострова А.Г.Коссовская [Коссовская, 1954] указала в западном направлении несогласное залегание подразделения нижнего отдела продуктивной толщи на понтические отложения. Тогда она фиксировала только факты, из этого не сделала никакого палеогеографического вывода.

Отмеченные стратиграфические явления отчетливо наблюдается и в Нижнекуринской впадине. Здесь на окраине восточных структурах - Нефтчала, Пирсаагат,

можно сказать, разрезы полностью представлены всеми подразделениями нижнего отдела Продуктивной толщи. В западном направлении в Бояндоване П. К. уже лежит на понт, в Калмасае К.С. залегает на понт, в Мушовдаге, Куровдаге НКП лежит на понтические отложения. В Каламаддине, Малой и Большой Хараме XX горизонт, аналог свиты перерыва, большим стратиграфическим несогласием залегают на понтические отложения. Далее, на запад на пл. Падар и структурах Среднекуринской впадины (Саатлы, Джарлы и Сор-Сор) в сокращенной мощности сабунчинская свита трансгрессивно лежит на сармат.

Все выше изложенные стратиграфические явления, установленные в нижнем отделе Продуктивной толщи, неопровержимо свидетельствуют о следующем:

Продуктивная толща формировалась в напряженном тектоническом режиме имеет трансгрессивное, циклическое строение [Халифа-заде, 2018, 2019]. Продуктивная толща состоит из пяти макро и мезо циклов и за ее формирование в течение $1,4 \cdot 10^6$ лет произошло 4 трансгрессии, из них 3 трансгрессии произошли в век нижнего отдела, а в верхнем отделе действовали две мощные регрессии во время формирования свиты перерыва и сураханской свиты и одна гигантская трансгрессия произошла в век образования балаханской и сабунчинской свиты [Халифазаде, 2018; 2019].

Во время гигантской балаханы-сабунчинской трансгрессии уровень продуктивной толщи поднялся примерно 600 м и бассейн расширил свою границу на запад, восток и на север в три раза. Уже в сабунчинский

век ширина продуктивного бассейна составляла 600-650 км. Граница бассейна на западе достигала Алжигаганчая (Восточная граница Аджинаура), а на востоке до Западно-Туркменской впадины с объемом воды ориентировочно $75 \cdot 10^3 \text{ км}^3$.

Из выше изложенных палеогеографических и циклических построений нельзя было не отметить как некоторыми исследователями [Меджидов и др, 2015; Юсубов, 2013] в западных структурах Северо-Апшеронской складчатой зоны были механически выделены все подразделения нижнего отдела продуктивной толщи.

**Рис. 2.13. Литостратиграфическое и фациально-генетическое строение
миоплиоценовых отложений в пределах Северо-Абшеронской складчатой зоны**

Все это выполнено, видимо на основании разборки ГИС и сопоставления со стратегическими разрезами продуктивной толща Нефть Дашлары и Бибиейбет. Стратиграфические деления плиоцена на структурах западной части Северо-Апшеронской складчатой зоны должны быть пересмотрены в свете новых палеонтологических, литологических, палеогеографических построений.

2.2.2. Стратиграфия продуктивной толщи Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага.

Выше мы отметили, что стратиграфия продуктивной толщи разработана в начале прошлого столетия и эта схема широко применяется в производственных организациях. Однако в последнее время проведение геолого - седиментологических и сейсмостратиграфических исследований несомненно требует уточнения и детализации этих схем. Прежде всего следует заметить, что в этой структурной фациальной зоне расчленении ПТ на два отдела и 9 литотсратонов реализовано только по литологическим принципам.

В настоящее время детализация и унифицированная стратиграфической схемы ПТ может быть реализована на основании трех основных принципов, которые стали известны лишь в результате исследований проведенных за последний 25 лет.

В данной структурно-фациальной зоне на основании петрографических исследований выделены новые петрографические коррелятивы, установлены новые

петрографические горизонты, дабы вновь расчлениить и коррелировать и уточнять объем и стратиграфическое положение самых верхних литостратонов верхнего отдела продуктивной толщи, где о положении этих стратонов в геологической литературе полемизируется различными исследователями.

В стратиграфии и литостратиграфии немой продуктовой толщи необходимо использовать палеогеографические критерия и в развитии продуктивного бассейна от времени к времени учесть этапные трансгрессии, увеличение объема воды и расширение территории бассейна в западном, восточном и северном направлениях. Одним словом трансгрессивное строение ПТ «de facto» нужно принять.

По данным Д.Гроувса между ПТ и акчакылом существует перерыв в объеме более $1 \cdot 10^6$ лет. В это время в континентальном эрозионном рельефообразовании формировался определенная континентальная толща, которая была размита акчакылской трансгрессией. Нужно в стратиграфической схеме ПТ Абшеронского полуострова учесть влияние этой трансгрессии.

Мы в верхнем отделе продуктивной толщи для структурно-фациальной зоны Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага на базе скудного кернаго материала и обобщение именуемых литературных петрографических данных отложения упомянутого отдела продуктивной толщи нами разделены на два петрографических горизонтов.

Первый петрографический горизонт мы называли горизонтом ассоциации мусковита, хлорита и устойчивых

акцессорных минералов. Образование этого специфического петрографического горизонта не случайно. После крупной Балаханы-Сабунчинской трансгрессии продуктивный бассейн на западе, расширив своих границ до Турианчая и отчасти Алджаганчая, на северном направлении уже в сабунчинский век эти отложения остались под водой Среднего Каспия. А на востоке продуктивный бассейн расширился до Западно-Туранской впадины. Мы первый петрографический горизонт реально прослеживали до второго горизонта Сабунчинской свиты.

Во втором петрографическом горизонте из акцессорных минералов доминируют дистен, ставролит и силлиманит, поэтому этот петрографический горизонт мы называли горизонтом метаморфических минералов.

**Рис. 2.14. Литолого-стратиграфическая колонка продуктивной
толщи
8 Марта**

**Рис. 2.15. Комплекс итоговый литолого-
стратиграфический разрез продуктивной толщи нефте-
газового месторождения Азери.
Составил: Ч.М.Халифазаде**

Кстати, мы вынуждены заметить, что выделенные петрографические горизонты и петрографические коррелятивы являются оптимальным при расчленении и корреляции продуктивной толщи в пределах одной структурно-фациальной зоны. Как например, Абшеронский полуостров и Абшеронский архипелаг а для районов Шамаха-Кобыстанской или Нижне-Куринской впадины для расчленения и корреляции разрезов появляются совершенно другие петрографические горизонты. Поэтому естественно для западного борта Южного Каспия составление единой стратиграфической схемы требуется комплексного подхода – при этом необходимо использование литолого-петрографических критерий в тесном сочетании со структурной и палеогеографическими данными recommending при этом привлечения сейсмостратиграфические данные с использованием ГИС.

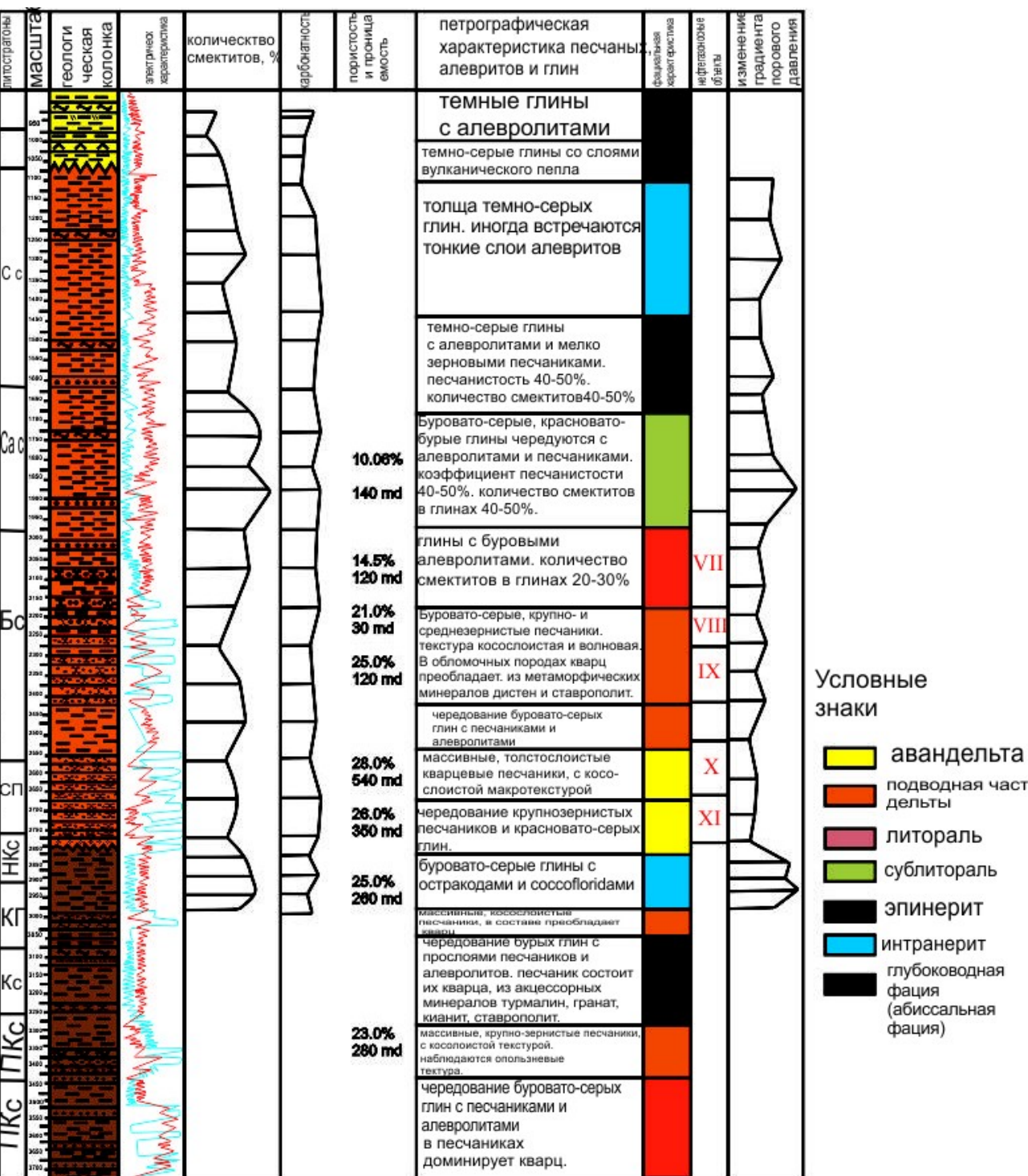
Второй петрографический горизонт характеризуется также высоким содержанием кварца (75-85%) из глинистых минералов гидрослюды $2M_1$. Сравнительный анализ распределения акцессорных минералов в разрезах показал, что в верхней части сабунчинской свиты ассоциация метаморфических минералов отсутствует. Этот незаметный фактор однозначно свидетельствует о том, что во второй половине сабунчинской свиты Палеоволга даже в среднем Каспии затоплено трансгрессирующим морем продуктивного бассейна. Поэтому в второй половине сабунчинской свиты Палеоволга уже не действовал, а терригенный материал вероятно поступал из Юго-Восточной части Большого Кавказа.

Второй горизонт – кварц и горизонт метаморфических минералов охватили также свиту перерыва и балаханинскую свиту, и допускаем также, что он занимал нижнюю часть сабунчинской свиты. Кроме того в восточном направлении тектонической зоны Абшеронского архипелага, чтобы провести убедительную корреляцию, мы использовали в литостратонах – НКП и КС широко распространенные остатки известковых водорослей *coccolitaforudov* и зеленые пластинки глауконита. Как известно глауконит в геологической литературе встречается только в морских отложениях. Одновременно он доказывают одновозрастность этих образований. По глаукониту можно определить абсолютный возраст вмещающих пород.

В этом разделе стратиграфическую схему для Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага мы не даем, поскольку выше мы отметили, что разрезы продуктивной толщи в этой структурно-фациальной зоне легко расчленяется по литологическим признакам и поэтому неслучайно И.В.Абрамович в начале прошлого столетия, изучив продуктивную толщу в Кирмакинской, Ясамальской долинах, а также в поселках Кала и Масазыр расчленил продуктивную толщу на 9 литостратонов. В дальнейшем эта схема уточнялась и подтвердилась на примере разрезов продуктивной толщи в Бибиейбате и Нефть Дашлары. Последние для структурно-фациальной зоны Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага является стратиграфическими разрезами продуктивной толщи.

Мы в монографии для этой структурно-фациальной зоны продуктивного бассейна провели комплексные расчленение четырех разрезов нефтегазовых месторождений

продуктивной толщи Абшеронского архипелага. Эти разрезы являются следующими – 8 Март (рис.2.14), Азери (рис. 2.15), Гюнешли (рис. 2.16), Достлуг (Кяпаз) (рис.2.17). В этих разрезах помимо стратиграфической характеристики с указанием международной, региональной и местной шкалы, подробно даны литолого-фациальные характеристики разрезов, указаны классификация коллекторов и размещение нефтегазоносных объектов. Кроме того, в разрезах графически иллюстрированы изменение разбухаемого глинистого минерала и карбонатности. Для того, чтобы коррелировать содержание смектитов с изменением градиента порового давления. Следует заметить, что минералогический состав обломочных пород разрезов продуктивной толщи месторождений Азери, Гюнешли и Достлуг заметно отличается от минералогического состава Нефт Дашлары, Остров Жилой, Остров Песчаный. Восточной части Абшеронского архипелага в минералогическом составе продуктивной толщи содержание кварца снижается до 40-50%, а фельдшпаты достигают до 30%.



Условные
знаки

- авандельта
- подводная часть дельты
- литораль
- sublittoral
- эпинерит
- интранерит
- глубоководная фация (абиссальная фация)

Рис. 2.16. Комплексная литолого-стратиграфическая характеристика продуктивной толщи нефтегазового месторождения Гюнешли. М-1:5000

Составил: Ч.М.Халифазаде

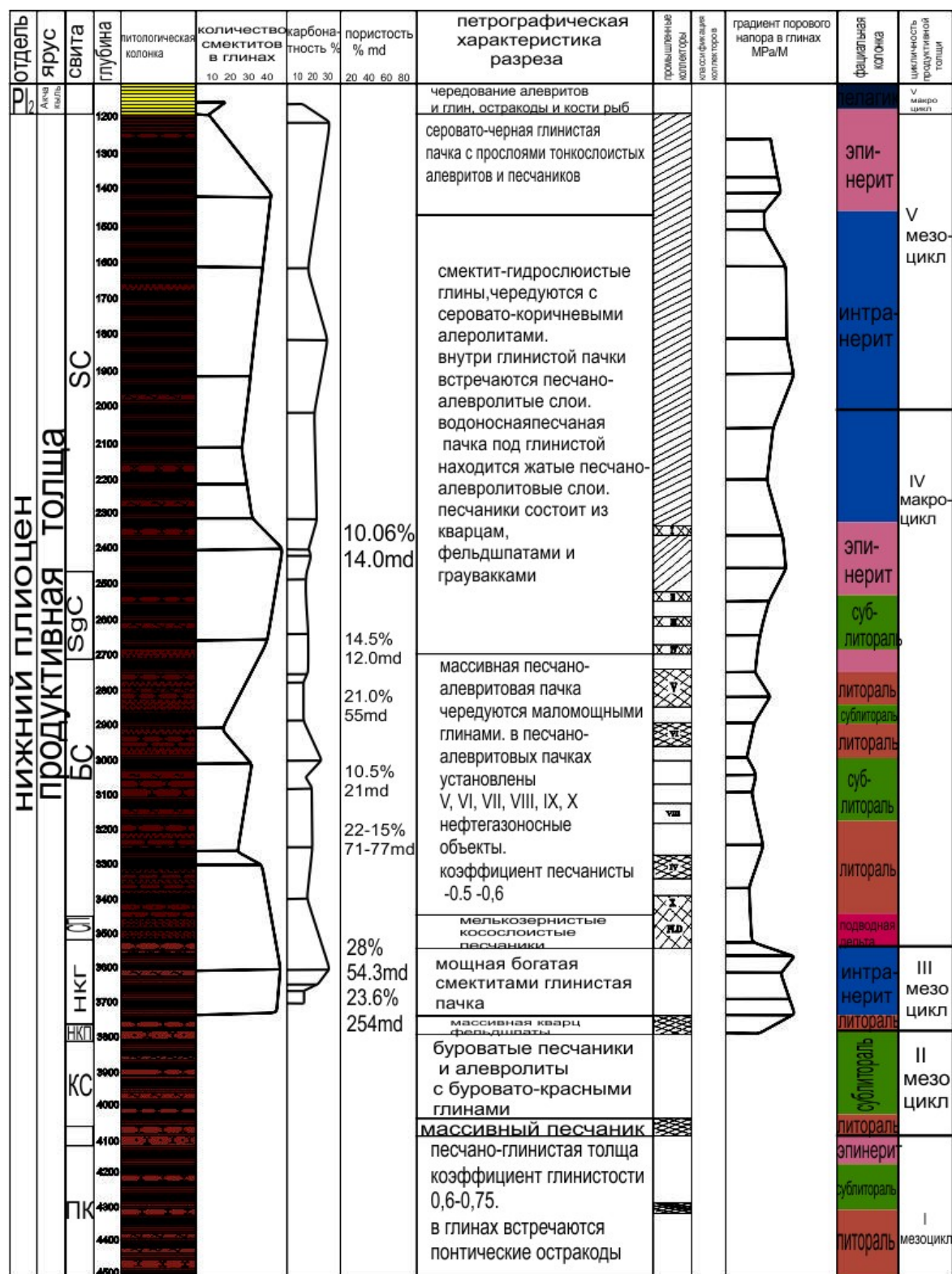


Рис. 2.17. Комплексный итоговый литолого-стратиграфический разрез площади Достлуг Абшеронского архипелага
Составил: Ч.М.Халифазаде

При том в минералогическом составе обломочных пород полностью отсутствуют метаморфические минералы. Исходя из описанного минералогического состава, мы считаем, что в месторождениях Азери, Гюнешли и Достлуг привнос терригенного материала реализовался за счет денудации мелкими реками Туранской плиты.

Рис.2.18. Сводный литолого-стратиграфический разрез и фациально-циклическое строение продуктивной толщи в пределах структурно-фациальных зон Абшеронского архипелага. Масштаб 1:50000.
Составил: Ч.М.Халифазаде

отдел	ярусы	литостр	мощнос	литологическая колонка	про м гор изонт	литолого-палеонтологическая характеристика	петрографическая характеристика разреза	фациальная характеристика	Циклы и характер тектонических движений	
ПЛИОЦЕН	А К	Сураханская	4			Темно-серые и черные глины с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, с остатками рыб.	глины представлены смектитами и гидрослюдой, и примесью каолинита и хлорита.	глубоководная пелагическая	крупная акчакыльская трансгрессия	
	СТ-1 Продуктивная толща	250				Серовато-коричневые и коричневые глины с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. В средней и верхней части встречаются эвапоритовые пачки.	В глинах смектиты играют доминантную роль. Глины полиминеральные, в песчаниках кварц и обломки пород равно. Акцес. Минер. пред. ассоца устойчивых минералов.	В начале толщи глины представлены в эпинеритовой фации. Остальная часть разреза лагуна, заливы и фации мелких озер.	неполный цикл эрозия	Воздымание осушение эрозия
		Сабунчинская	350		II III IV	Разрез 70% сложен глинами с алевролитами и песчаников. в средней части отмечено 3 пласта массивных мелкозернистых песчаников. Содержание кварца 50-60%. Встречается тонкостворчатые остракоды.	Глины имеют полиминеральный составы, смектиты играют доминантную роль. В легкой фракции кварц 75-80 %. Фелдшпаты, обломки пород 30-35% общей массы. Глины полиминеральные.	глинисто-песчано-алевритовая толща образовалась в эпинерит и интра-неритовой фациях. Промышленные горизонты формировались в подводной части дельты Палеоволги		устойчивое, региональное погружение. трансгрессивный элемент с кратковременными регрессиями
		Балаханска	380-400		V VI VII VIII IX X	Нижняя и средняя часть представлена 5 м-вым массивным кварцевым песчаников. Промышленные горизонты разобщены красновато-коричневыми глинами, смектит-гидрослюдистым составом. Верхняя часть БС целиком сложены морскими фациями мелководья. В песках установлены из остракоды <i>Cytherea tocosa.</i> , <i>Litorolis Brady</i>	Песчаные горизонты представлены 70-85% кварцем и 15% фельдшпатами и обломками пород. В аксессуарных помимо ассоциаций устойчивых минералов присутствуют дистен, ставролит и силлиманит. В глинах преобладают смектиты и гидрослюда, 15-20% примеси хлорита и каолинита.	в начале промышленные песчаные горизонты состоят из фации аванделты. Верхняя часть характеризуются сублиторальной и эпинеритовой фациями.	IV цикл	регрессивный элемент, восходящие движения и осушение
		СП	120		XI	В основу толщи базальные конгломераты из меловых и миоценовых пород. в песчаниках и песках оползневая текстура и глинистые катуны.	нижняя и средняя часть состоит 80-90% кварцевыми песчаниками. В основании песчаной толщи конгломераты из меловых и миоценовых пород.	массивные кварцевые песчаники аллювиального генеза чередуются песчаниками протока и рукавы дельты		
		НК	70			толща представлена желтовато-коричневыми глинами с редкими алевролитами	в глинах гидрослюда и смектиты доминируют. В алевролитах мусковит и хлорит.	глины характеризованы эпинерит и интранеритовыми фациями	III цикл	трансгрессивный элемент
		НКП	100			Массивные кварцевые песчаники с косой и оползневой текстурами. В песчаниках включения силицитов и глянх катунов. Из остракод установлены <i>Cytherea cellila</i> Liv., <i>C. caltio</i> Liv.	в песчаниках кварц составляет 60-70%, фельдшпаты и обломки пород 30-35%. В тяжелой фракции устойчивые минералы с ассоциацией метоморфических минералов.	чередуются фации аванделты с подводной частью дельты		регрессивный элемент
		КС	300			толща чередования песчаников, алевролитов и глин. В песчано-алевролитовых слоях наблюдается косая волнистая и линзовидная слоистость. Из остракод <i>Cytherea cellila</i> Liv., <i>C. prolacuara</i> Liv., <i>C. olivine</i> Liv.,	В песчаниках кварц 40-50%, фельдшпаты и кислые плагиоклазы. В тяжелой фракции доминируют устойчивые минералы. Глины состоят из смектитов.	свита представлена морскими фациями - сублиторал и эпинерит, что подтверждается широким развитием коколитов	II цикл	трансгрессивный элемент
		П	9			Массивные кварцевые песчаники с оползневой текстурой и включениями глиняные катуны.	В песчаниках выс. содер. кварца сопровождается ассоциацией метоморфических минералов.	Чередование алювиальных и дельтовых фаций		регрессивный элемент

		СГ- II	150			Нижняя часть толщи чередование песчаников и глин. Встречаются понтические остракоды и моллюски.	в песчаниках содержание кварца 25-30%, доминируют фельдшпаты и обломки пород.	нижняя часть разреза сублитораль, верхняя часть эпинеритовая.	I цикл	Трансгрес. Элемент
М	П					Серовато-черные глины с прослоями алевролитами.	глинах ведущая роль гидрослюдам и каолинитам, смектиты в качестве примесей.	глины образовались в интранеритовой фации.		регрессивный элемент

2.2.3. Стратиграфия отложений нижнего плиоцена (продуктивной толщи) Нижне-Куринской впадины.

В отличие от Абшеронского полуострова, юго-восточного Гобустана, Абшеронского архипелага, Джейранкечмезской депрессии и Алят-Ленгебизской складчатой зоне в Нижне-Куринской впадине продуктивная толща имеет индивидуальные черты и сложные строения. Здесь продуктивная толща залегает на глубине 4000-4500 м и ее мощность составляет 3000-3500 м. по некоторым данным в пределах Муганной впадины мощность продуктивной толщи достигает 4000 м. Большая мощность продуктивной толщи в Нижне-Куринской впадине вовсе не случайно. Это связано от гипсометрической высоты областей денудаций, от петрографического состава слагающих их пород; от энергетического потенциала питающих палеорек; от объема денудационного материала, от скорости погружения дна бассейна, и наконец от морфологии, батиметрии дна и гидродинамики бассейна седиментации. Именно в этом контексте для составления сводной стратиграфической схемы Нижне-Куринской впадины перед исследователями возникает серьезная проблема. Поэтому предыдущие исследователи при составлении стратиграфической схемы зачастую механически применяли стратиграфическую схему Абшеронского полуострова, а корреляция разрезов глубоких скважин была реализована за счет промыслово-геофизических информации.

В целом в НижнеКуринской впадине стратиграфией продуктивной толщи занимались с 1960 года целая плеяда

исследователей – А.А.Ализаде, А.Г.Алиев, Н.А.Ахундов, А.И.Ахмедов, С.М.Салиев, А.Г.Алиев, А.Д.Султанов, А.Ш.Шыхлинский, Х.М.Юсубов, Ф.Г.Гурбанова, З.М.Ибрагимов, Г.М.Фарзалиев и др. Впервые А.М.Ахмедов на основании электрометрической характеристики разрезов глубоких скважин расчленил продуктивную толщу по отдельным горизонтам. А.Г.Алиев для расчленения продуктивной толщи широко использовал достижения ритмической стратиграфии. Позже А.Ш.Шыхлинскому удалось на основании выделенных ритмов создать стратиграфическую схему продуктивной толщи Нижне-Куринской впадины [Шыхлинский, 1976]. Кстати заметим, что в создании литостратиграфии продуктивной толщи Восточного Гобыстана и НКВ, работы А.А.Авдусина [Авдусин, 1948], А.Г.Алиева [Алиев, 1949] занимает важное значение. Последний впервые расчленил продуктивную толщу этих районов в ряд петрографических горизонтов. В свое время выше отмеченные стратиграфические схемы сыграли большую роль в эффективном ведении поисково-разведочных работ на нефть. Между тем следует заметить, что хотя прежние стратиграфические схемы в свое время сыграли положительную роль в освоении территории. Однако в настоящее время для успешного ведения разведочных работ в перспективных структурах старая схема совершенно не удовлетворяет требования поисково-разведочных работ в пределах Нижнекуринской впадины и прилегающих к ней регионов. В настоящее время в Нижнекуринской впадине расчленение разрезов продуктивной толщи на отдельные литостратоны и горизонты прекрасно себя оправдают при испытании продуктивных объектов, а также при разработке

залежей нефти и газа. В свое время эти работы очень помогали в промысловой практике.

Однако такая стратиграфическая схема при корреляции разрезов продуктивной толщи отдельных площадей и нефтегазоносных зон или же при региональной корреляции разрезов, можно сказать, сыграли негативную роль и нередко создавал запутанность при расчленении и корреляции продуктивной толщи.

В Нижнекуринской впадине отложения верхнего отдела продуктивной толщи широко распространены и характеризуются большими мощностями. Кроме того в этом регионе сабунчи и сураханинской свиты, по сравнению с литостратонов Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага характеризуются наличием несколько нефтегазоносных объектов. Здесь по сравнению с продуктивной толщей Абшеронского полуострова верхние литостратоны нижнего плиоцена содержат массивные песчаные горизонты и хорошие природные резервуары. Мы допускаем, что причину этому служить длительное сохранение горного расчлененного рельефа областей денудации и еще, к тому же русла палеоволги от времени к времени мигрировало на северо-восток изученной территории.

Еще в 1936 году В.П.Батуриным высказана такая мысль на базе небольшого фактического материала. Эта мысль подтверждается еще тем, что в разрезах продуктивной толщи Рагим и Челдере Восточного Гобустана в отложениях сураханской свиты В.П.Батуриным были выделены два пироксен-роговобоманкового горизонта. После А.Г.Алиев в сураханинской свите НКВ и Восточного Гобустана выделил

два пироксен-роговообоманковый горизонт и коррелировал их как единую толщу. Наши петрографические исследования показали, что в НКВ сураханской свиты с другой существует один мощный пироксен-роговообоманковый горизонт, который стратиграфически соответствует нижней части сабунчинской свиты. С другой стороны, мы в результате петрографических исследований столкнулись с очень интересным явлением. Мы в Пирсаатском разрезе продуктивной толщи обнаружили в интервале 4210-4250 м песчаную пачку, которая по карадагской стратиграфической схеме соответствует VII горизонту, либо же по пирсаатской схеме укладывается в объем XX горизонта. Эта песчаная пачка имеет высокое удельное сопротивление (60-80 ом·м) и представлена грубзернистыми песчаниками и гравелитами. В данном разрезе в грубзернистых песчаниках, гравелитах содержание кварца достигает 80%. В тяжелой фракции песчаников фемические минералы редко встречаются и основное место принадлежит представителям ассоциации устойчивых минералов.

А это в свою очередь однозначно доказывает, что авандельта Палеоволги достигала до широты Пирсаагатчай. В этом аспекте обнаружена в разрезе Пирсаагатчай петрографические новости были учтены при детализации стратиграфии продуктивной толщи НКВ и в палеогеографических реконструкциях. В результате проведенных исследований мы пришли к следующему заключению, что составления надежной и унифицированной стратиграфической схемы продуктивной толщи НКВ требуется комплексного подхода к проблеме. Помимо палеонтологических и седиментологических данных

необходимо привлечь промыслово-геофизические, сейсмостратиграфические, петрографические и фациально-палеогеографические информации. По этой причине мы в первую очередь увязали промыслово-геофизические данные с распределением ассоциаций акцессорных минералов. После при уточнении стратиграфической схемы продуктивной толщи НКВ использовали результаты фациально-циклического анализа разрезов глубоких скважин и палеогеографических реконструкций.

Следует заметить, что при исследовании стратиграфических единиц нижнего отдела продуктивной толщи и выявление фациально-циклического строения большую услугу оказала нам характеристика геодинамического развития бассейна седиментации. Нам удалось устанавливать шесть макро и мезоциклов для раскрытия циклического строения продуктивной толщи не только в пределах НКВ, одновременно для Западного борта Южного Каспия. Мы выяснили, что в период развития продуктивной толщи при каждой трансгрессии продуктивный бассейн значительно расширил свою территорию в западном, северном и восточном направлениях.

Фациальный-циклический анализ показал, что самое крупное расширение бассейна и формирование его морфологии дна и батиметра произошло в результате балаханы-сабунчинской трансгрессии.

После 70 годов прошлого столетия глубокие разведочные скважины в НКВ во всех структурах открыли полный разрез ПТ и вошла в размытую поверхность миоцена.

Таблица 2.4
Сведения о мощностях и глубинах залегания VI и XII опорных горизонтов продуктивной толщи в Нижне-Куринской впадине

Разведочные Площади	Номера скважин	Глубина забоя скважин, м	Глубина залегания VI горизонта,	От поверхности ПТ до глубины залегания VI горизонта	Глубина залегания XII горизонта, м	От поверхности ПТ до глубины залегания XII горизонта,	Глубина залегания поверхности ПТ, м	Вскрытая мощность ПТ, м
Кировдаг	425	5050	3500	1160	4418	1800	1856	2258
	420	4293	3100	1850	3864	1730	1440	2007
	424	3700	3350	1060	3645	1595	2000	1642
Гарабаглы	7	4625	990	990	4220	1624	2580	2025
	46	5000	1093	1093	4820	1812	2933	1984
Падар	2	4834	3760	800	4720	1760	2960	1870
Бабазанан	40	3590	2810	794	3590	1583	1983	1583
	20	3610	2070	1049	2910	1700	690	2225
	45	3542	1770	970	2877	1820	495	2334
Мишовдаг	40	3886	2430	1035	3220	3885	1366	2435
Галмаз	14	4784	2300	750	3280	1564	1700	3052
Нефтчала	462	3650	3760	800	4720	1760	580	2965

Последние исследователи (Х.М.Юсубов, 1997) для уточнения стратиграфическая схема ПТ НКВ совершенно не принимая во внимания трансгессивное строение отложений этого подразделения стратиграфические разрезы нижнего отдела ПТ механические сопоставил с разрезами Нефт

дашлары, Бибейбет. В результате этого во всех структурах НКВ установили литостратоны нижнего отдела за исключением калинской свиты. Палеогеографическая реконструкция с учетом от времени к времени расширяющих трансгрессией продуктивного бассейна показали, что только в самых восточных разрезах НКВ – Пирсаат, Хилли, Баяндован, Нефтчала – представлены все литостратоны нижнего отдела. В остальных структурах НКВ присутствуют самые верхние литостратоны нижнего отдела ПТ. В северо-западных структурах НКВ – Падар, Камаладин, Большой Харам и Малой Харам литостратоны нижнего отдела полностью отсутствуют. В упомянутых структурах балаханинская свита и частично свита перерыва залегает на размытой поверхности понта. Али Ахмедов [Ахмедов, 1965] в разрезах ПТ нефтяных залежей Пирсаатчай установил 20 песчаных горизонтов и им удалось их прослеживать в других структурах НКВ. Эти горизонты характеризуют лишь верхний отдел продуктивной толщи. Последующие годы А.Ш.Шихлинский (Шихлинский, 1975) инспектировал эти же песчаные горизонты во всех разведочных площадях НКВ и высказался о том, что эти горизонты не во всех структурах прослеживаются и большинство из них имеет линзовидный характер. Далее, этот исследователь высказал справедливое суждение о том, что во многих структурах НКВ I и II горизонты были уничтожены вследствие акчакылской трансгрессии.

А.Ш.Шихлинский (Шихлинский, 1975) среди двадцати песчаных горизонтов продуктивной толщи НКВ установил три базисного горизонта, которые по характеру литологического состава и электрометрической характеристике хорошо прослеживаются во всех структурах данного региона. Эти

горизонты – III, VI и XII были приняты как маркирующие стратиграфические единицы. Мы в число указанных маркирующих горизонтов включили еще XX горизонт. Мы в некоторых месторождениях НКВ (Бабазанан, Кировдаг, Каламадин, Мушовдаг и Пирсаагат, Нефтчала) вновь инспектировали электрометрические их разрезы в этот раз четыре песчаных горизонтов приняли в качестве опорных горизонтов (III, VI, XII и XX). После мы, применив петрографические, литологические и палеогеографические методы составили литостратиграфические деления разрезов продуктивной толщи НКВ, уточнив мощность литостратонов. Затем проверили корреляции литостратонов по региону и в конце удалось составить уточненную стратиграфическую схему нижнего плиоцена (см. таб. 2.4). Внизу даны мощности опорных горизонтов продуктивной толщи в таб. № 2.4. Мы используя промыслово-геофизические материалы и опираясь на данные таб. № 2.4 ниже рассматриваем более конкретные сведения о стратиграфических горизонтах.

III горизонт в продуктивной толще НКВ является первым опорным горизонтом. Для этого горизонта значение KS составляет 30-50 mv. По значению KS III горизонт в разведочных площадях НКВ хорошо прослеживается. На площади Курсенджа III горизонт установлен 250-300 м ниже от кровли и общая мощность ПТ, которого меняется в пределах 120-200 м. фактически III горизонт представляет собой чередования 15-20 метровых песчаных пачек, мощность разобщенных глинистых пачек колеблется в интервале 3-15 метров, и их петрофизические свойства оцениваются положительно.

Пески и песчаники III горизонта разобщаются 30-40 метровыми глинистыми песчаниками. На площади Гарабаглы мощность III горизонта достигает 240-250 м. Здесь III горизонт от II и IV горизонтов разобщаются 30-45 метровым глинистыми пачками.

На площади Мушовдаг мощность III горизонта колеблется в пределах 140-210 м-ов и он здесь располагается на 240-280 м ниже от кровля продуктивной толщи. Кроме того на пл. Мушовдаг в нефть-газовых объектах III горизонта значение KS (удельное сопротивление) определяется в пределах 15-20 ом/м. Данный горизонт на пл. Галмаз залегает на глубине 240-280 м. А электрометрическая характеристика горизонта почти повторяет каротажные данные горизонтов Мушовдага. Однако значение PS песчаных горизонтов здесь выражено слабо. На Галмазе под III горизонтом залегает 50-80 м-ов глинистая пачка. По этой причине VI и VII горизонты из-за залегания глинистой толщи на Галмазе не наблюдается.

VI маркирующий горизонт во всех структурах НКВ ясно прослеживается. Массивные пласты песчаников занимают лишь верхнюю часть опарного горизонта. В низах этого горизонта мощность песчаных пластов изменяется в пределах 5-10 м. В промежутке песчаников мощность залегающей глинистой пачки составляют более 15-20 м-ов. VI горизонт впервые установлен в разрезах пл. Гарадаг. Здесь мощность песчаных пластов составляют 15-20 м, которые чередуется 3-5 мм глинистыми пластами. Подошва VI горизонта по ряду структур залегают на глубине 950-1000 м от поверхности продуктивной толщи (таб 2.4).

Этот горизонт характеризуется высоким электрическим сопротивлением. Именно по этой причине он хорошо

прослеживается во всех перспективных структурах НКВ и Юго-Восточного Гобустана. Здесь фоновое сопротивление песчаных пластов 3-5 ом/м, а проницаемость горизонта составляет 150-200 10^{-15}м^2 . Среднее значение $P_{\text{Скривая}}$ составляет 140 мв. Общая мощность горизонта составляет 140м. По разрезам ПТ VI горизонт от V горизонта разобьшается песчано-глинистой пачкой с мощностью 70-100 м.

На площади Курсендже VI опорный горизонт от кровля продуктивной толщи залегает на глубине 850 метров. Здесь мощность горизонта относительно мало и составляет 100-120 м. на пл. Курсенджи между V и VI горизонтами залегает 50 метровая глинистая пачка. VI горизонт отделяется от VII горизонта 5-10 метровой глинистой пачкой. В электрометрической характеристике горизонта его фоновые сопротивление в песках 2-3 ом/м, а песчаниках достигает 16 ом/м, VI горизонт резко проявляется на площади Нефтчала, здесь мощность VI горизонта составляет в пределах 100-120 м, а верхняя часть горизонта здесь также представлена массивным пластом песчаников, где их мощность составляет 15 м. к поверхности VI горизонта отмечается 20 м-я глинистая пачка, которая разобьщает от кровля горизонта массивного песчаника. На площади Нефтчала VI горизонта фоновое сопротивление составляет 3-3.5 ом/м, максимальные значение не повышает 6-7 ом/м.

Таблица 2.5
Распределение мощностей литостратонов продуктивной толщи в разведочных
площах Нижне-Куринской впадины

Наименование литостратонов продуктивной толщи		Складчатая зона Алат-Ленгебиз			Камаладдин	Кировдаг	Мишовдаг	Кирсенджа	Бабазанан	Голмаз	Пирсат	Нефчала
		Кениздаг	Готурдаг	Дашгил								
Вкpный отдел	I-VI Сураханская свита	1200	1050	980	950	1050	1035	980	937	750	800	904
	VII- XII Сабунчинская	810	830	750	640	750	770	650	646	814	780	705
	XIII- XX Балаханская	950	910	805	710	570	630	730	470	930	910	905
	Свита перерыва	110	90	98	120	115	95	100	105	94	110	140
Нижний отдел	НКГ	230	250	240	Mi ₃ Pnt	100	120	160	150	140	220	250
	VIIq НКП	70	75	80 Глины		50	68	35	65	50	65	70
	Кирмакинская	170	175	150		Mi ₃ Pnt		120	150		210	250
	IXq ПК	27	30	25				Mi ₃ Pnt			25	30
	Калинская	Не вскрыт	20	Не вскрыт							130	Не вскрыт

На площадях Кировдаг и Бабазанан мощность VI горизонта меняется в широких пределах (200-380 м) и он здесь представляет чередование песчаников и глин. Следует заметить, что глинистые пласты в составе разреза VI горизонта доминируют. Подошва VI горизонта залегают на глубине 800-1200 м, который разобщена от ниже залегающего VI горизонта 120-180 м глинистой пачкой. На площади Мишовдаг подошва VI горизонта залегает на глубине 800-1000 м. Здесь мощность VI горизонта изменяется в интервале 100-140 м. На этих площадях мощность песчаных пластов меняется 5-10 м и разобщающие глинистые пласты имеют мощность 3-10 м. На площади Бабазанан фоновое сопротивление VI горизонта составляет 2-3 ом/м. На площади Галмаз разрез VI горизонта из-за сильного оглинования плохо прослеживается. Он залегает от кровля ПК на глубине от кровля ПТ 700-800 м ниже от кровля и мощность VI горизонта меняется в пределах 80-100 м. Здесь фоновое сопротивление горизонта характеризуется высоким значением.

На площади Пирсаатчай и Готурдаг в разрезе скв 57 VI горизонт отличается в интервале глубин 1570-1410 м. На этих площадях фоновое сопротивление горизонта 3 ом/м, а максимальным значение не превышает 5 ом/м. На Пирсаатчае в скв. 86 VI горизонт был открыт в интервале глубин 1250-1400 м. В месторождении Пирсаатчай (рис 2.20) мощность VI горизонта составляет 140-150 м. Здесь песчаные пласты, залегающие на верху и в низах горизонта обладают высокой проницаемостью.

В целом песчаные пласты, составляющие VI горизонт имеет высокое сопротивление и поэтому они хорошо прослеживаются в Котурдаг, Хашгиле и Кянзадаге.

XII горизонт в нефтяных месторождениях НКВ залегает глубоко для региона считается самым важным опорным стратиграфическим горизонтом (таб. 2.5). XII горизонт в разрезах продуктивной толщи характеризуется следующими особенностями:

а) этот горизонт в зависимости от расположения разведочных структур залегает на глубине 1560-1800 м от кровля продуктивной толщи.

б) XII горизонт НКВ во всех структурах залегает на 70 метровой глинистой пачке; поэтому на каротажных диаграммах очень хорошо прослеживается. Этот горизонт отличается низким значением фонового сопротивления.

На площади Хыдыр и Агзевир XII горизонт залегает на глуне 2080 м от кровля ПТ. Мощность глинистой толщи, залегающий под XII горизонтом в Карабаглар 60-80 м, Кировдаг 120-140 м, и наконец, на площади Бабазанан его мощность становится идентичным Кировдагу (120-140 м).

в) В XII горизонте песчаные пласты обладают высокой карбонатностью, фоновое сопротивление этих пластов на уровне 4-8 ом/м. Здесь песчаные пласты характеризуется высокой проницаемостью. Значение уровня фонового сопротивления на площади Кировдаг достигает 50-55 ом/м., а значение удельного сопротивления песчаных пластов резко снизилась и составляет 27 ом/м. здесь высокое сопротивление видимо связано с наличием пластов конгломератов и гравелитов. Эта мысль легко подтверждается за счет следующих материалов. На

площади Бабазана от подошвы XII горизонта по боковым грунтомером поднятый грунт оказался гравелитом. Гравелит состоит из хорошо окатанных гравий с размером 2,5 см в диаметре. Если опираться на данные каротажной диаграммы, мощность гравелитовых пластов 6-10 м, а их удельное сопротивление 16-18 ом/м.

г) на поверхности XII горизонта содержится линзовидные песчаные пласты, которые для этого горизонта характерны (таб.2.5). Мощность линзовидных песчаников 110-120 м и значение КС составляет 40 ом/м. высокое сопротивление связано с их высокой карбонатностью и наличием в составе песчаников гравийного материала. Линзовидные песчаники на пл. Бабазанан установлены в скв. 43 и в интервале глубин 2653-2772 м и в скв. 24 прослеживается в интервале глубин 4653-4733 м. Эти линзовидные песчаные пласты также установлены на площади Гарабаглар в интервале глубин 4653-4733 м. В Кировдаге эти песчаники выклиниваются.

д) характерными особенностями XII горизонта является то, что он встречается на подошве мощной глинистой пачки, которая разобщает между собой XII и XIII горизонтов.

Одновременно в XIII, XIV и XV горизонтах отличается аномально высокие сопротивления. В XIII горизонте в Кировдаге мощность песчаных пластов 15 м и их удельное сопротивление 25 ом/м и встречаются в интервале глубин 4653-4783 м. Здесь из нижней части XIII горизонта из интервала 4632-4638 м поднят гравелит, который богаты включениями черных галек.

Гальковые включения в гравелите хорошо окатаны, имеют округлую форму в диаметре 3-4 мм. На скв 34 в Кировдаге удельное сопротивление 15 метрового песчаного пласта составляет 35 ом/м, а в Гарадаге в подошве XIII горизонта в интервале глубин 4390-4410 м значение удельного фонового сопротивления установлено 40 ом/м. В Кировдаге в интервале глубин 4750-4890 м в подошве ПТ на глубине 2894 м (XV горизонт) установлена мощная (140 м) песчаная пачка с удельным сопротивлением 60 омм. Здесь из интервала 4853-4863 поднятая керна представляет собой слабо сцементированный конгломерат, который содержит удлиненные гальки с диаметром 15-20 см.

Выше мы отметили, что XX горизонт по литологическому составу и широкому распространению в НКВ его включили в ряд маркирующих горизонтов в Нижнекуринской впадине. Мы считаем, что XX горизонт является аналогом свиты перерыва и он может играть хорошую роль в качестве опорного горизонта. На площади Каламадин мощность XX горизонта меняется в пределах 120-130 м, здесь он представлен грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. По каротажной диаграмме фоновое удельное сопротивление XX горизонта составляет 40-50 омм. На площадях Кировдаг, Мушовдаг и Бандован мощность XX горизонта заметно увеличивается. На этих структурах в строении XX горизонта можно сказать, алевроистые глины, алевролиты и мелкозернистые песчаники доминируют. На площади Пирсаат XX горизонт сохраняет литолого-петрографический состав, характерный для состава

авандельты Палеоволги и характеризуется аналогичным высоким сопротивлением (рис.2.19, 2.20).

Краткая характеристика итоговой стратиграфической схемы продуктивной толщи Нижнекуринской впадины.

Выше мы отметили, что в нижнекуринской впадине ПТ имеет сложное литологическое строение, характеризующиеся большими мощностями специфической терригенно-минералогической ассоциацией и имеет отличный литологический состав по сравнению с другими регионами развития продуктивной толщи. Это обусловлено денудацией эффузивов горной системы Талыша и юго-восточной части Малого Кавказа. Денудационные области продуктивного бассейна, несмотря на крупную трансгрессию Балаханы-Сабунчинского века, сохранили высокую гипсометрическую отметку и интенсивно подвергались размыву и денудации. В качестве примера, можно показать I и IV песчаные горизонты Сураханы, и отчасти сабунчинской свиты. Отсюда ясно, что палеогеографическая обстановка продуктивного бассейна в Нижнекуринской впадине имеет самостоятельную индивидуальную черту. Поэтому создание итоговой стратиграфической схемы по сравнению с другими регионами характеризуется с определенной трудностью и сложностью, причина которой изложена выше. Несмотря на это мы полагались на основании комплекса литологических исследований создать итоговую литостратиграфическую схему продуктивной толщи Нижнекуринской впадины. Однако это не заключительная стадия работы. Здесь требуется применение результатов

сейсмической разведки в тесном сочетании их с данными промысловой геофизики. Этот вопрос нашел своего полного выяснения в предыдущей главе. Надо широко применять в общей стратиграфии, результаты сейсмостратиграфии. В этом случае общая стратиграфия для депрессионных областей приобрело бы более обоснованный надежный характер. Детализированная итоговая стратиграфическая схема НКВ с учетом исследований предыдущих геологов даны на рис.2.20.

На базе детализации стратиграфической схемы ПТ Нижне-Куринской впадины распределение мощностей литостратонов, включая Алят-Ленгебизский регион, даны в таблице № 2.4, 2.5, 2.6. , 2.7.

В итоговой схеме в основном была детализирована подразделения верхнего отдела продуктивной толщи. Это, стратиграфическое уточнение прежде всего относится к сураханинской свите. Известно, что исследователи, в том числе А.Н.Шихлинский, который занимались стратиграфией НКВ и Алят-Ленгебизской зоны приняли мощность сураханской свиты в размере 2000-2200 м-ов. В Абшеронском архипелаге, где все подразделения ПТ сильно развиты, мощность сураханинской свиты составляет 500-880 м. В НКВ А.Н.Шихлинский (Шихлинский,1976) подошву сураханинской свиты определяет границей XII и XIII горизонтов. В следствие этого объем сураханинской свиты достигает 2200 м-ов. А это в свою очередь составляет 65% общей мощности продуктивной толщи.

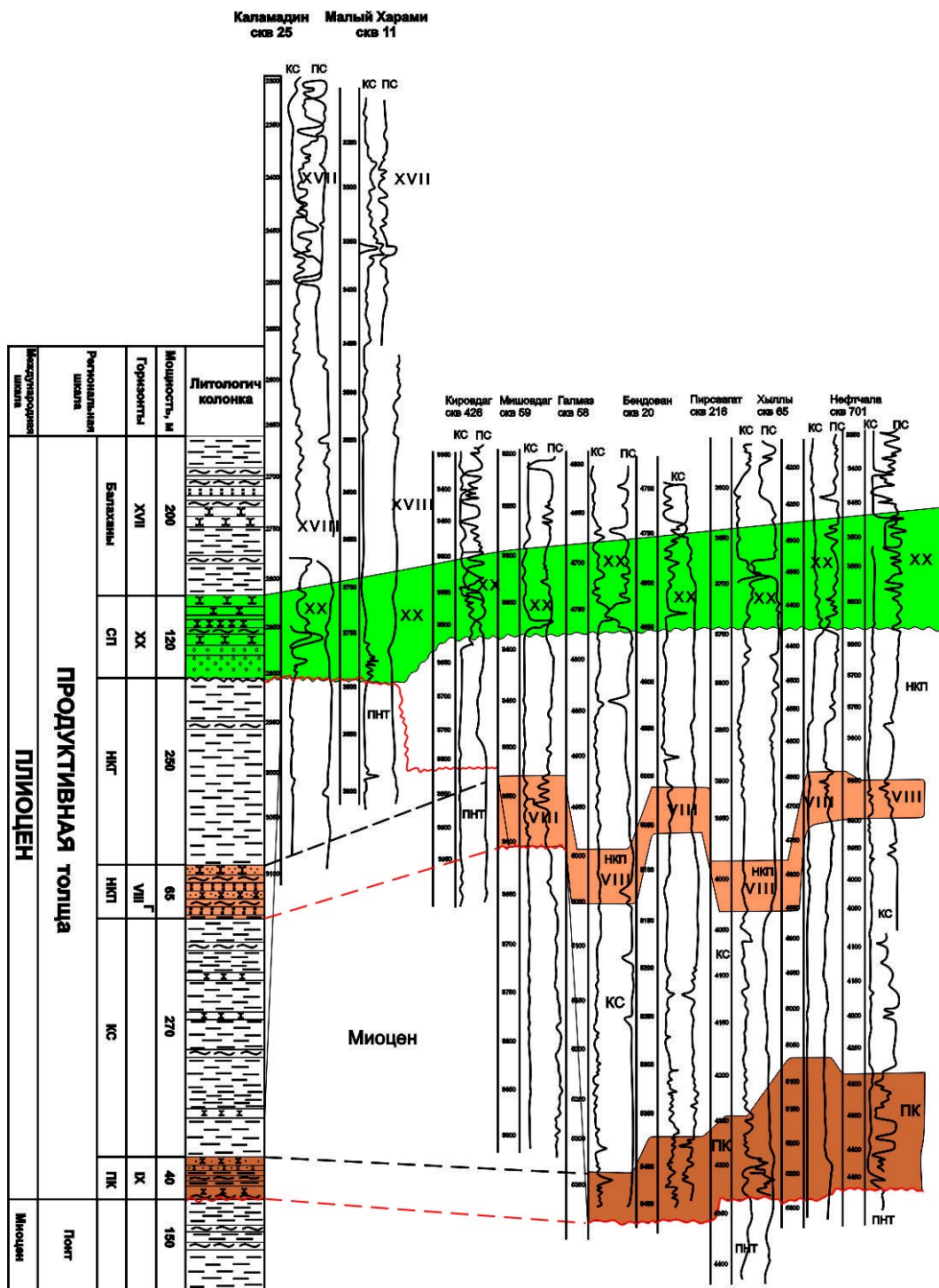


**Рис.2.15. Сводная схема стратиграфической корреляции электрометрических разрезов продуктивной толщи в Нижне-Куринской впадине.
Масштаб 1:2500; Составил: Ч.М.Халифазаде**

Между народ ----	Регион альная	Местаная шкала	Мо щн ост ь, м	Литол огичес кая	Сейсм ически	Литологическая характеристика разреза	Петрографическая характеристика разреза	Фаціальн ая характери стика
Ант роп ----	Ни жн	Глинистая свита	300		СГ- А1	Мощные темно-серые и черные глины. Изредко чередуются маломощными алевролитами и песками	Глины богаты гидромиками и смектитом. Алевроит и песочные слои представлены аркоз-граувакками	Эпинерит
Плиоцен	Акч агы	Пепловая глинистая свита	120		СГ-I	Темно-серые полимиктовые глины. Редко встречаются прослой вулканического пепла	Глины представлены гидромиками, смектитом и каолинитом.	Интранер ит
	Продуктивная толща	Сураханы I II III IV V VI	800		СГ- II	III и VI горизонты как маркирующий встречается во всех площадях НКВ. Мощность III горизонта меняется в пределах 120-250 м. мощность песочных слоев 25-30 м, мощность глинистых пачек не более 30-40 м.	В глинах смектиты играют доминантную роль. Гидромик, каолинит и хлорит образуют неоднородную смесь. Пески богаты аркозовым составляющим. Тяжелая фракция представлена эпидотом, соизитом и миками.	Эпинерит
		Сабунчи VII VIII IX X XI XII	780			Мощность песчаных пачек 100-150 м и характеризуется галечниковым составом. Песчаны пачки разобщены 70-80 м глинистой толщей. XII горизонт богат черными гальками и хар-ся высоким удельным сопротивлением	Песчаники характеризуются грувакко-кварцевым составом. Содержание кварца 35-40%. Тяжелая фракция эпидотом и соизитом. XII Горизонт содержание кварца до 70%. Плагноклаз в малом количестве и представлен албитом.	Литораль
		Балаханы XIII XIV XV XVI XVII XVIII XIX	930			Пачки крупнозернистых песчаников, разобщены 30- 40 м глинистыми пачками. XVI, XVII и IX горизонты представлены крупнозернистыми песчаниками. Они разобщены глинистыми пачками мощностью 25-30 м. коэффициент песчаности 55%.	В песчаниках кварц является доминантом олимитного типа. Глины представлены гидрослюдой, смектитом и каолинитом. Крупнозернистые песчаники сложены только кварцем.	Сублитор а, подводная часть дельты
		XX	110			Сцементированные конгломераты, гравелиты и песчаники	В песчаниках содержание кварца составляет 60- 70%.	В протоках дельты
			220			Коричневато-серые глины	В составе глины преобладают кальцит, смектит и гидрослюда.	Интранер ит
		VIII	65			Мелкозернистые песчаники и алеролиты	В песчаниках встречаются средние и основные плагноклазы и обломки эффузивных пород.	Литораль
					СГ- III	Буровато-желтые глины чередующися с маломощными алевролитовыми слоями	Глинистые породы представлены в ассоциации смектитов с гидрослюдой и каолинитом.	Эпинерит
		IX				Две пачки песчаников, разобщены алевролитовыми глинами. Нижняя пачка крупнозернистый с галькой	Песчаники обладают граувакко-аркозным составом, встречаются основные плагноклазы с обломками эффузивов.	Авандельт а
						Буровато-серая глинистая толща, содержит прослой песчаников и алевролитов	Глины представлены гидрослюдой и смектитом. Песчано-алеролитовые слои имеют полимиктовый состав.	Сублитор а
Мио цен	По нт					Темно-серая глина с примесем алеритов. Наблюдается характерная понтическая микрофауна	В глинах 2 М ₁ гидрослюда преобладает, смектиты составляют 30-35% общей массы	Интранер ит

**Рис. 2.19. Литолого-стратиграфическая и фациально-генетическая колонка
плиоценовых отложений нефтяного месторождения Пирсаагат**

Таблица № 2.6
Распределение мощностей литостратонов в разведочных площадях продуктивной толщи в зонах Алят-Ленгебиза и Нижнекуринской впадине.

Наименование литостратонов продуктивной толщи		Складчатая зона Алят-Ленгебиз			Каламаддин	Кировдаг	Мишовдаг	Кирсенджа	Бабазанан	Галмаз	Пирсаат	Нефгчала
		Кяниздаг	Готурдаг	Дашгил								
Верхний отдел	Сураханы I-VI	1200	1050	980	950	1050	1035	980	937	750	800	904
	Сабунчи VII-XII	810	830	750	640	750	770	650	646	814	780	960
	Балаханы XII-XIX	950	910	805	710	570	630	730	470	930	910	705
	Свита перерыва XX	110	90	98	120	115	95	100	105	94	110	140
Нижний отдел	НКГ	230	250	240		100	120	160	150	140	220	250
	НКП	70	75	80		50	568	35	65	50	65	70
	КС	170	175	150		Миоцен		120	150	Не вскрыт	210	250
	ПК	27	30	25							25	30
	КаС	Не вскрыт	20	Не вскрыт							Не вскрыт	

К тому же, этот исследователь в своей монографии увеличил объем сураханинской свиты до 2200 м, не подкрепляет эту цифру не какими фактами. Наши комплексные литолого-стратиграфические и фациально-палеогеографические исследования показали, что в сураханинский век продуктивный бассейн опустился, обмелился и расчленился на лагуны и заливы, где при благоприятной аридной обстановке в лагунах произошел галогенез (г. Бабазанан, Кяниздаг и Булла дениз). Выше мы объективно отметили, что даже в сураханский век Нижне-Курунская впадина сохранила индивидуальную палеогеографическую обстановку, где в позднее время денудационные и аккумулятивные процессы продолжались. Также при такой палеогеографической ситуации даже в сураханинский век тектоническая напряженность регионально ослабла. Седиментацией никак не могло формироваться большие мощности до 2000 м, как это утверждает А.Н.Шихлинский и др. Мы считаем, что в сураханский век в продуктивном бассейне НКВ формировались песчано-глинистые морские осадки с мощностью 400-500 м. Эта мысль еще раз подтверждается характерными петрографическими коррелятивами эпидот, хлорит, мусковит и биотитом. Мы на основании петрографических и палеогеографических сведений (критерий) в продуктивной толще НКВ в отличие от предыдущих исследователей доказали, что мощность сураханинской свиты в НКВ в три раза меньше. (рис.2.20, таб. 2.6). Мы считаем, что в НКВ нижняя граница сураханинской свиты завершается VI горизонтом, ибо

начиная VI горизонтом в НКВ появляется новая палеогеографическая обстановка и соответственно появляется новая ассоциация акцессорных минералов (горизонт пироксен-роговаяобманковый). В таком случае мощность сураханинской свиты в НКВ хорошо увязывается с объемом одного и того же литостратона в Абшеронском архипелаге. При решении данной проблемы следует отметить следующее дополнение.

Таблица 2.7
Сведения о мощностях и глубинах залегания VI и XII опорных горизонтов продуктивной толщи в Нижне-Куринской впадине

Разведочные Площади	Номера скважин	Глубина забоя скважин, м	Глубина залегания VI горизонта, м	От поверхности ПТ до глубины залегания VI горизонта	Глубина залегания XII горизонта, м	От поверхности ПТ до глубины залегания XII горизонта м	Глубина залегания поверхности ПТ, м	Вскрытая мощность ПТ, м
Кировдаг	425	5050	3500	1160	4418	1800	1856	2258
	420	4293	3100	1850	3864	1730	1440	2007
	424	3700	3350	1060	3645	1595	2000	1642
Гарабаглы	7	4625	990	990	4220	1624	2580	2025
	46	5000	1093	1093	4820	1812	2933	1984
Падар	2	4834	3760	800	4720	1760	2960	1870
Бабазанан	40	3590	2810	794	3590	1583	1983	1583
	20	3610	2070	1049	2910	1700	690	2225
	45	3542	1770	970	2877	1820	495	2334
Мишовдаг	40	3886	2430	1035	3220	3885	1366	2435
Галмаз	14	4784	2300	750	3280	1564	1700	3052
Нефгчала	462	3650	3760	800	4720	1760	580	2965

С теоретической позиции в западном борту Южно-Каспийской впадины мощность сураханинской свиты не должна быть большая. При уточнении этого вопроса обязательно надо сослаться на палеогеографическую

обстановку. Именно палеогеографические исследования показали, что в это время в бассейне тектоническая напряженность сильно ослабла. Кроме Нижне-Куринской впадины в других регионах область денудаций почти ослабла из-за пенепленизации, эрозии территории. Продуктивный бассейн стал омельеть и расчленится на лагуны и заливы. В этот период ослабли и денудационные аккумулятивные процессы. И естественно для формирования больших мощностей не были благоприятные условия.

По информации Р. Гроувса между продуктивной толщей и акчакылом был более $1,0 \cdot 10^6$ лет перерыва. В это время произошло континентальные условия с засушливым климатом и отложения сураханской свиты подверглись денудации и размыву. На этом стратиграфическом уровне при профилировании сейсмической разведки отраженных волн МОГТ обладает высоко динамичностью с высоким энергетическим потенциалом, которые А.Н.Гаджиев обозначил СГ-1 (рис. 2.19). Таким образом несмотря на малую мощность формировавшихся осадков во время перерыва осадконакопления возраст СГ-1 определен $1,0 \cdot 10^6$ лет. Другие подразделения верхнего отдела продуктивной толщи детализировалась на основе петрографических коррелятивов и палеогеографической реконструкции. Границы сабунчинской свиты мы уточнили между комплексов осадков VII и XII горизонтов.

Балаханская свита в НКВ как и в других регионах представлены чередованием массивных песчаных пластов с алевроито-глинистыми пачками. Здесь песчанистость этого

стратиграфического подразделения колеблется в пределах 50-60%. В таком случае мощность балаханской свиты определяется XIII, XV, XVI и XVIII горизонтами и разобещающими их глинистыми толщами (см. Рис. 2.19., 2.20., таб. 2.6). Мощность балаханской свиты в центральных и западных структурах НКВ установлена в пределах 600-700 м. На востоке в пределах приморских структурах НКВ (Пирсаат, Нефтчала, Бандован) мощность Балаханской свиты возрастает до 800-900 м-ов (таб. 2.6). В результате проведенных исследований мы пришли к такому заключению, что XX горизонт по литологическому составу, по фациальной характеристике и с позиции палеогеографии и геодинамики соответствует свите перерыва. Фактически XX горизонтом ПТ делится на два самостоятельного отдела.

В центральных и западных структурах (Каламадин, Мишовдаг, Кировдаг и Бабазанан) на основании XX горизонта лежат слои конгломератов и гравелитов (рис.2.19, 2.20) на восточных структурах (Нефтчала, Хилли и Куровдаг) НКВ в основании XX горизонта установлены слои мелкозернистых пород – пески и алевроиты. В отличии этих структур в Пирсаате, Бандоване в основании XX горизонта вновь встречаются грубозернистые породы, которые представлены в 80% кварцем (рис.2.19, 2.20). В этой структуре в составе обломочных пород полностью отсутствуют основные плагиоклазы и фемических минералов.

Этот неоспоримый факт однозначно подтверждает участие дельты палеоволги при формировании XX

горизонта на площади Пирсаат (рис. 2.20). Мы допускаем, что перед образованием осадков балаханской свиты подводные части дельты Палеоволги протянулась по направлению Кянзадаг, Пирсаат, Бандован, Булла адасы, Булла дениз и Аран дениз. Однако в Нефтчале и Дуровдаге при формировании осадков XX горизонта основную роль сыграла дельта Палеокуры. Это также не случайно, ибо здесь мы вновь сталкиваемся ассоциацией фемических минералов и основных полевых шпатов.

Стратиграфические подразделения нижнего отдела ПТ в НКВ еще больше вызывает полемики и недоверия. Выше мы отметили, что пропущенные здесь недостатки связаны с тем, что предыдущие исследователи подразделения нижнего отдела ПТ механически коррелировали стратиграфическими разрезами Абшеронского полуострова (Бибибейбат) или же Абшеронского архипелага (Нефт дашлары).

По этой причине предыдущие исследователи во всех структурах НКВ выделили все литостратоны нижнего отдела ПТ. В этот раз, мы используя петрографические коррелятивы и палеогеографические построения, нам удалось убрать допустимые ошибки в стратиграфии нижнего отдела и создать в НКВ единую, более обоснованную стратиграфическую схему ПТ. Уточненная итоговая стратиграфическая схема нижнего отдела ПТ в НКВ и корреляция основных разрезов даны на рис. 2.20.

В иллюстрированной стратиграфической схеме (рис. 2.20) ясно показано стадияльная трансгрессия продуктивного бассейна на запад и соответственно в

западном направлении выклинивание литостатиграфических подразделений в НКВ продуктивной толщи.

Из рисунка 2.20 ясно, что в восточной части НКВ в перспективных структурах – Пирсаат, Бандован, Нефтчала и Дуровдаг нижние подразделения нижнего отдела ПТ полностью представлены. В западном направлении из-за этапного проявления трансгрессии продуктивной толщи произошла выклинивания литостратонов нижнего отдела. Проведенные новые исследования показали, что в северо-западных структурах НКВ (Каламадин, Б.Харами, М.Харами и др.) отложения ХХ горизонта непосредственно налегает на размытой поверхности понта. Мы допускаем аналогичную картина наблюдается на структуре Падар и в других структурах Муганской впадины.

По петрографическим данным верхний отдел ПТ делится на две самостоятельные стратиграфические подразделения. Верхние подразделения характеризуются распространением ассоциаций акцессорных минералов – эпидот-цоизит-слюды. Мы это подразделения сопоставили с верхней частью ПТ Гобустана (Рагим, Айрантокан, Чейлдере и др.) пришли к выводу, что в НКВ он является эквивалентом сабунчи и сураханских свит. Эта мысль впервые была высказана А.Г.Алиевым. Из выше изложенных ясно, что эта мысль А.Г.Алиева по сей день не потерял свою актуальность.

В НКВ в разрезах ПТ в низах Балаханской свиты мы подтвердили наличие двух петрографических горизонтов (пироксен-роговаобманковый). Затем эти же горизонты

были сопоставлены с петрографическими горизонтами А.Г.Алиева. На этой основе подтвердили, что они являются аналогами свиты перерыва и Балаханской свиты.

Мы имеющих на руках геолого-геофизических и петрографических данных и материалов глубокого бурения и, обобщив проведенных предыдущих исследований по стратиграфии ПТ, составили итоговую литостратиграфическую схему ПТ НКВ (см. рис. 2.20). В этой стратиграфической схеме нашли свое отражение уточнение как местные, так и региональные стратиграфические подразделения нижнего плиоцена.

Проведенные литостратиграфические исследования и фациально-палеогеографические реконструкции показали, что лишь полный разрез ПТ может быть установлен на восточной части Абшеронского полуострова, Абшеронского и Бакинского архипелагов.

2.24. Стратиграфия нижнего плиоцена (продуктивная толща) Западного Азербайджана

Под понятием область распространение продуктивной толщи Западного Азербайджана мы подразумеваем территории бассейнов рек западнее от Пирсаатчая. В частности мы изучали разрезы ПТ в бассейнах рек Гирдыманчай, Ахсучай, Гекчай и Турянчай. Западнее Турянчая и в долине реки Алджиганчай наблюдаются темно-серые породы, богатые остатками *Cardiuma* и *drissensia*, которые лежат под субконтинентальные отложения акчакрыла и континентальной толщиной плиоцена Аджиноура.

В западном Азербайджане из-за грандиозной балаханы-сабунчинской трансгрессии границы продуктивного бассейна достигла до р. Турияч и исходя из палеогеографических построений, представлена в сильно сокращенном объеме сабунчинская свита. Здесь сабунчинская свита по литологическому составу и фациально-генетической особенности сильно отличаются от таковой восточных регионов Шамахи-Гобустанской зоны и Абшеронского полуострова. В западном Азербайджане мы изучали литолого-стратиграфические особенности, фациально-генетические строения ПТ ее целостность в двух направлениях. Первое направление проходит за бассейном Пирсагатчая, где продуктивная толща в сильно сокращенном объеме была изучена в бассейнах рр. Гирдманчай, Ахсучай, Гекчай и Турияч. Второе направление проходить через западные структуры Нижне Куринской впадины Падар, Сарыджанлы, Дайкенд Муганской моноклинали, которая разобщена от СреднеКуринской впадины Талыш-Вандамским глубинным разломом. Далее, на западе расположен Саатлинский выступ, где пробурено две скважины Саатлинские СГ-1 и ОП-1, в которых предусматривались вскрытие, изучение строения палеозойского фундамента до поверхности Коунрада. Как раз эти две скважины вскрыли сокращенный объем продуктивной толщи -250 м. затем в направлении на запад Средне-Куринской впадины в структурах Караджалы, Сор-Сор и Мурадханлы мощность ПТ еще более сокращается. На Гаралы ПТ была вскрыта глубокими скважинами в объеме 200-180 м. На этих структурах ПТ

представлена песчано-глинистыми породами, которые сцементированы и с отдельным линзовидными включениями гипса. Под микроскопом установлены редкие кристаллы хлорита, целестина, барита. Обломочный материал имеет полимиктовый состав, где преобладают кислые плагиоклазы, кварц и обломки глинистых и кремнистых сланцев и известняков биоморфных и хемогенных.

Общая характеристика разрезов продуктивной толщи по бассейном рр. Гирдыманчай, Ахсучай и Гекчай.

Здесь прежде всего разрезы ПТ представлены песчано-глинистой толщей с преобладанием плохо отсортированных глинистых пород. Характер отложений ПТ, обнаженных в долинах Гекчай, Ахсучай и Гирдыманчай расположены очень близко, но сильно отличается от разрезов продуктивной толщи Гобустана и НижнеКуринской впадины. Здесь в разрезах глины доминируют. Что касается песчано-алевритовых пород они играют подчиненную роль и установлены в виде прослоев мощностью 0,5-1,0 м. В редких случаях мощность прослоев песчаных пород достигает 5-8 м. В разрезе участвуют мелкогалечниковые конгломераты, мощность которых не превышает 0,3-0,75 м. Конгломераты состоят из песчанистых галек размером 0,5-1 см; редко встречаются галки с размером до 2-4 см. состав галек представлены зелеными и красно-бурыми сланцами, кремнистыми породами и известняками: конгломераты сцементированы в основном гипсом. В составе конгломератов наиболее

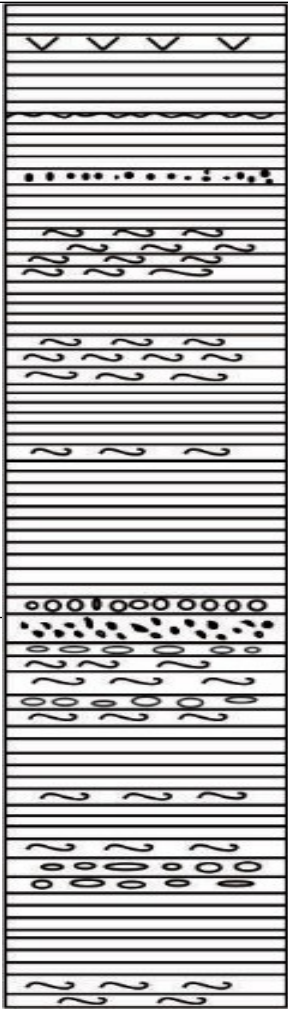
широко распространены обломки известняков разного генетического типа, известняки мелкозернистые и песчанистые с зернами кварца, полевых шпатов и хлорита, биоморфные известняки, псевдооолитовые и оолитовые известняки. Кроме того известняки содержат примесь ромбоэдрического сидерита и кластического материала. Песчаники очень плохо отсортированы и окрашены в темно-серый и серовато-бурого цвета.

Общая характеристика пород продуктивной толщи разреза Гирдыманчай.

Разрез на р. Гирдыманчай расположен на правом берегу реки в 4 км к северу от села Эгобегли. Нижний контакт разреза ПТ задернован. Контакт с акчакылом согласный и постепенный. Бурые глины ПТ за счет выветривания преобразились в сероватую окраску и постепенно заменяются темносерыми и тонкослоистыми разновидностями. Мощность обнаженной части разреза представлено чередованием красно-бурых и бурых глин и алевролитов, зачастую с примесью песчаного и мелкогалечного материала, который чередуется с прослоями плохоотсортированных песчаников и микроконгломератов. В целом вся толща характеризуется разнородностью и плохоотсортированностью материала и глин. Для пестроцветной толщи характерно редкое чередование прослоев тонких и грубозернистых пород.

В составе обломочного материала преобладают обломки пород, среди которых наибольшее распространение имеют карбонатные породы. Среди известняков встречаются все типы, присутствующие в

конгломератах. В значительном количестве распространены также обломки эффузивных пород, с кремнистыми и глинистыми агрегатами. Заметно представлены полевые шпаты, средние и основные плагиоклазы ряда андезин-лабрадор, несколько разложенные зерна кислых плагиоклазов. Зерна кварца имеют клиновидную форму, а хлорит расположен в виде лучистых агрегатов. Характерная черта обломочного материала – полевые шпаты разъедены и замещены кальцитом или цеолитом. Размер обломочного материала колеблется от 0,60-0,40 мм до 0,15-0,10 мм. В песчаниках наиболее крупные частицы всегда принадлежат обломкам пород, а более мелкие полевым шпатам и кварцу. Цементом в породах служат волокнистый гипс; часто встречается неправильные формы барита и целестина. Гипс часто заполняет трещины в породах и образует гнезда и щипковидные включения в глинах и алевролитах.

Международная шкала	Региональная	Местная шкала	Литологическая колонка	Литолого-петрографическая характеристика
ПЛИОЦЕН	Акчакыль	Глинистая свита		Темно-серые осколочные глины с прослоями вулканического пепла. Глины представлены гидрослюдой монтмориллонито-сметтитом и с примесью каолинита
				Пачка буровато-красных глин с примесью песчано-алевролитого материала. Отмечаются слои неотсортированных и маломощных песков. Глины сложены смектитом.
				Чередование бурых алевритовых глин с буровато-серыми, глинистыми пачками. Алевролиты содержат черные галки глинистых сланцев и песчаных известняков. Минералы глинистых алевритов представлены угловатым кварцем и полевыми шпатами.

				Мощная пачка плохоотсортированных буровато-красных, которые содержат галки глинистых сланцев и изветковов. Редко отмечаются прослои песков и алевролитов. Глины представлены монтмориллонитом с пластинками слюд и хлорита.
				Чередование бурых песков, буровато-красных алевролитов и микрогалечниковых конгломератов. В конгломератах обломки гипитоморфных и биоморфных известняков.
				Буровато-красные глины, которые плохоотсортированы и содержат мелкие галки глинистых сланцев. Глины сложены монтмориллонитом
				Микроконгломераты состоят из обломков глинистых сланцев, органогенных и оолитовых известняков. Конгломераты сцементированы гипсом. Глины бурые, песчаные с прослоями монтмориллонита.

Рис.2.21. Стратиграфическая и литолого-петрографическая колонка продуктивной толщи по р. Гирдыманчай
Масштаб 1:1000; Составил: Ч.М.Халифазаде.

В алевролитах в составе обломочного материала наряду с обломками карбонатов большую роль играет кварц; менее распространены полевые шпаты, обломки глинистых сланцев и эффузивов. В большом количестве встречаются листочки хлорита и хлоритизированного биотита.

В составе тяжелой фракции наибольшее распространения имеют барит и целестин, содержания которых в тяжелой фракции достигает 25-30%. Зерна барита и целестина крупнее других акцессорных минералов. Барит и целестин встречается в виде кристаллов призматического габитуса или в виде

неправильных зерен с изрезанными краями. Они часто играют роль цемента в породах. Формы включений и морфология зерен явно говорят об их аллотогенном происхождении.

Из фемических минералов установлены пироксены и амфиболы, которые встречаются в песчано-алевролитовых породах. Содержание указанных минералов в тяжелой фракции колеблется в пределах 12-20%. Ассоциации устойчивых минералов- гранат, турмалин, рутил, эпидот, группа анатаза, слюды, хлорит и др.

Пироксены характеризуются типичным для этих минералов в продуктивной толще (Коссовская, 1954) наличием зубчатой структуры. В продуктивной толще встречается зубчатая структура пироксенов резко выражена и отличается замещением их гипсом. Зубчатые формы отмечены не только для пироксенов, но и в роговых обманак, и в единичных случаях установлены цоизит. Состав обломочных пород, включая акцессорные минералы тяжелой фракции, ясно свидетельствует о том, что они образовались за счет размыва юрских и меловых пород Юго-Восточного Кавказа.

Высокое содержание обломков сланцев, а также мусковит-хлоритовых минералов ясно свидетельствует об их происхождении за счет размыва нижне- и среднеюрских пород. Обломки органогенных, пелитоморфных и песчаных известняков, несомненно связано с размывом меловых отложений Юго-Восточного Кавказа. Источниками сноса обломков эффузивов, пироксенов, амфиболов является вулканогенные толщи Лагич-Вандамской зоны. Характер

обломочного минерала, его плохо отсортированность, отсутствие окатанности, наличие галек глинистых сланцев и песчанистых известняков, не успевших дезинтегрироваться во время транспортировки, свидетельствует о том, что обломочный материал откладывался непосредственно в близости от областей питания.

Глины продуктивной толщи Гирдыманчая обстоятельно изучались А.Г.Коссавской (Коссовская, 1954). По ее мнению в глинистых пачках, где они доминируют в разрезе встречаются два минералогического типа глин: полиминеральные глинистые пачки и мономинеральные глины. В полиминеральных глинах полностью отсутствуют гидрослюды. Это легко подтверждается в химическом составе коллоидной фракции этих глин, где содержание K_2O меняется от 0,88-0,14%. Такие без гидрослюдные глинистые породы не в одном районе распространения ПТ не выявлено.

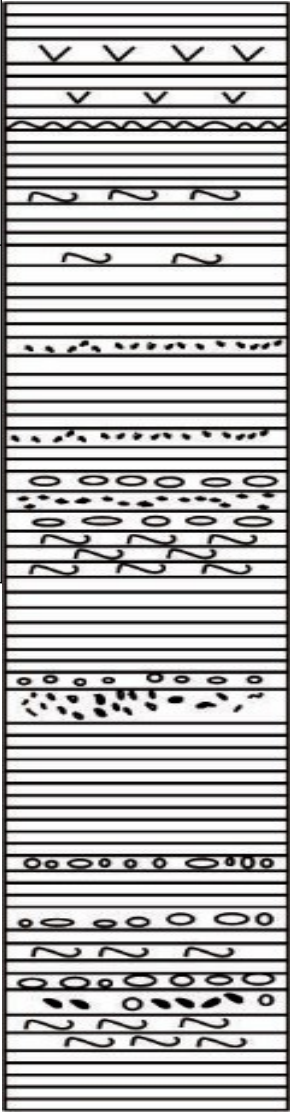
В полиминеральных глинах Гирдыманчая главенствующим минералом является монтмориллонит с примесью хлорита. По изменению оптических константов А.Г.Коссовская считает, что в глинах Гирдыманчая встречается несколько разновидностей монтмориллонита, ферромонтмориллонит и магнезиальный монтмориллонит и тд.

Монтмориллонитовые глины, которые встречаются в разрезе Гирдыманчай, представлены только монтмориллонитом. Прослой монтмориллонитовых глин с

мощностью 3-5 см, которые образовались за счет преобразования вулканического пепла в щелочной среде.

Характеристика продуктивной толщи района р. Ахсучай.

Разрез по р. Ахсучай расположен в 6 км к северу от районного центра Ахсу. Отложения ПТ выходят на поверхность на правом и левом берегах Ахсучая. Здесь в геологическом строении района принимают участие отложения майкопа, продуктивной толщи, акчакрыла и абшерона.

Международ	Региональ	Местная шкала	Лито-логическая колонка	Лито-лого-петрографическая характеристика
		Глинистая свита		Пачка темно-серых глин с прослоями вулканического пепла. Глины полиминеральные и сложены гидрослюдой, смектитом и с примесью каолинита
				Мощная толща буровато-красных глин с редкими маломощными прослоями алевролитов и разнозернистых песков. Песчано-алевролиты пласты полимиктовые-кварц (40-45%), фельдшпаты (30-35%) и обломки глинистых и кремнистых сланцев (25-30%), глины плохоотмучены и сложены смектитом с примесью гидрослюдой.

	Продуктивная толща	Сабунчинская	Мощная пачка песчано-алевритоглинистых пород с прослоями конгломерат и микроконгломератов с включениями галек глинистых сланцев, реже карбонатов пелитоморфных и биоморфных разобщающая глинистыми. Толща бурая с кофейным цветом, которая сложена смектитом и гидрослюдой. Все литологические типы пород плохоотсортированы.
			Пачка буровых и буровато-серых глин, слабо изветковые и песчаные; характеризуются плохо отсортированностью.
		Балаханская	Песчано-алевролитоглинистая толща с прослоями конгломератов. Конгломераты сцементированы гипсовым цементом и состоят из обломков разных карбонатных пород. В меньшем количестве установлены обломки глинистых сланцев

Рис. 2.22. Стратиграфическая литолого-петрографическая колонка продуктивной толщи по реке Ахсучай. Масштаб 1:2000. Составил: Ч.М.Халифаде

По Ахсучаю нижний контакт имеет тектонический характер – слои майкопа надвинуты на отложения ПТ. Верхняя граница продуктивной толщи с акчакылом согласна и резко бросается на глаза по отличительной окраске пород. Породы ПТ окрашены кирпично-бурое и красновато-бурое цвета, которые сменяются однотонно-сероватыми толщами акчакыла. Здесь акчакыл содержит многочисленные прослои вулканических пеплов. А слои ПТ круто падают на северо-восток под углом 70-75°. Мощность продуктивной толщи ориентировочно составляет 350 м.

разрез по р.Ахсучай очень похож на разрез ПТ Гирдыманчая.

Это обстоятельство не случайно, а связано с общностью петрографией питающей провинции. Именно эффузивные комплексы (эффузивно-порфирировая толща байоса и вулканогенная толща альпа) Лагич-Вандамской зоны, имеющий широкое развитие в верховьях Гирдыманчая. Они, видимо в нижнеплиоценовой эпохе интенсивно размывались и транспортировались в продуктовый бассейн этого региона. А на востоке в верховьях бассейна Ахсучай в области денудации, можно сказать, вулканиты полностью отсутствуют.

Глины продуктивной толщи Ахсучай в отличие от глин Гирдыманчая наряду с монтмориллонитом содержат значительное количество гидрослюда, что подтверждается, благодаря высокому содержанию K_2O – 2,78 – 3,0 % в химическом составе этих глин. Рентгендифрактометрический и электрометрические анализы $\phi_r < 0,001$ мм также подтверждает наличие гидрослюд. Допускаем, что гидрослюда имеют детритные происхождение и относятся к высокотемпературной модификации политапа $2M_1$. Они явно образовались в бассейне продуктивного моря за счет денудации среднеюрских аргиллитов и глинистых сланцев Юго-Восточного Кавказа. Для отложений продуктивной толщи по р. Ахсучай как для терригенных, так и для глинистых пород характерны высокий коэффициент плохотсортированности.

Разрез продуктивной толщи по р. Гейчай

Разрез снят по реке Гейчай 2,5 км на северо-восток выше районного центра Гейчай. Здесь русло реки имеет глубокий вырез и продуктивная толща обнажается в обоих берегах данной реки. Здесь в ядре Гейчайской антиклинали обнажается майкопская свита и миоцен, а в крыльях акчакыл и абшеронские яруса продуктивной толщи. Продуктивная толща резко отличается от выше и ниже лежащих отложений пестроцветной окраской. Разрез продуктивной толщи обнажается отдельными ласкутами за счет задернованности и оползневых явлению на берегах реки Гейчай. В целом разрез имеет глинистый характер, однако установлены отдельные пачки песочно-гравелитовых пород и микроконгломератов. Мощность их колеблется 0,3-2,5 -3.0 м. Микроконгломераты преимущественно состоят из обломков глинистых сланцев, сцементированных песчаников, реже обломки биоморфных, пелитоморфных и оолитовых известняков. Песчаники и гравелиты очень плохо отсортированы, представлены угловыми зернами кварца, ортоклаза, кислых плагиоклазов и обломками глинистых и кремнистых сланцев. Разрез продуктивной толщи Гейчай с литолого-петрографическим и фациальной характеристикой наглядно иллюстрировано на рис. 2.28.

Глины песчанистые, резко отличаются от подстилающих и вышележащих отложений буровато-красным цветом. Судя по плохоотсортированности и угловатости обломочных пород, они мало времени находились в транспортировке и отлагались вблизи денудации. Предполагается в бассейне р.Гейчай отолжения

продуктивного бассейна формировались за счет размыва среднезернистых черных сланцев Вандамского антиклинория. В меньшей степени размывался верхнемеловая карбонатная толща. Терригенный материал транспортировался горными реками в продуктивный бассейн, который состоял из лагунов и заливов, бар и отмелей.

Международная шкала	Региональная шкала	Местная шкала	Литологическая колонка	Литолого-петрографическая характеристика	Фациальная характеристика
Продуктивная толща сабунчинская	Акчакыл	Глинистая свита			
			Серые и темно-серые некарбонатные глины с прослоями серых алевролитов; глины сложены гидрослюдой и смектитом	Епинеритовая	
			Буровато-серые и буровато-красные песчанистые глины с песчано-алевритовой примесью,глины известковистые и содержат прослой песков с примесью черных галек размером 3х5см. глины гидрослюдистые с незначительной примесью каолинита.	Лагунно-заливная	
			Бурая песчанистая глина,которая содержит мелкие черные гальки.Глина плохоотсортированная,гидрослюдисто-монтмориллонитовая,песчано-конгломератовая пачка мощность конгломератовых пластов 5-10м. конгломераты сцементированы гипсом и состоят из обломков биоморфных и пелитоморфных известняков и черных сланцев конгломераты сменяются гравелитами и крупнозернистыми плохоотсортированнымипесчаниками. Внизу бурая песчанистая глина.	Лагунная	
				Песчаные выносы рек	
		Пачка буровато-красных песчанистых глин,которые чередуются грубозернистыми, плохоотсортированными	Лагунно-заливная		

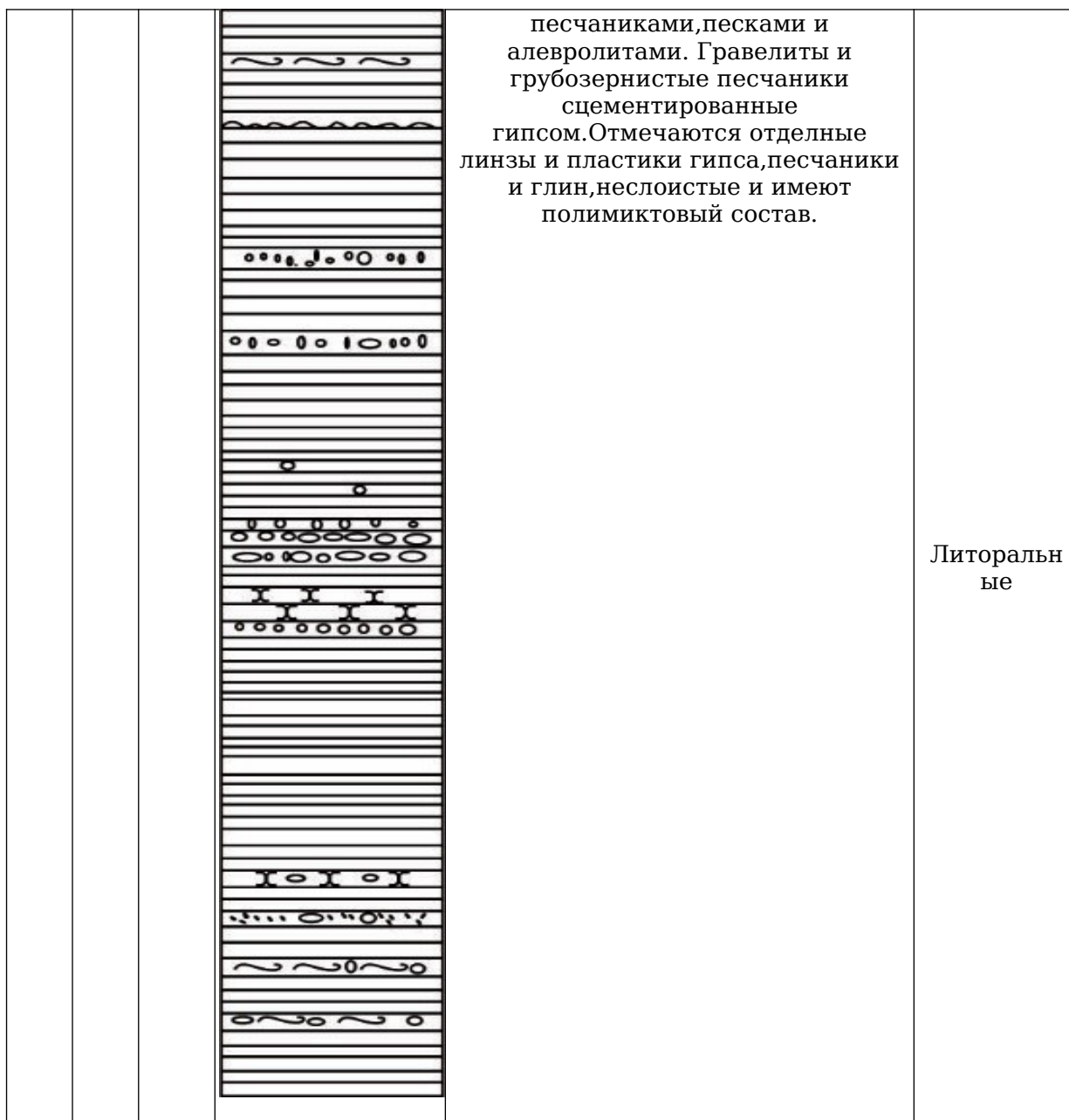


Рис. 2.23. Стратиграфическая и литолого-петрографическая, фациальная колонка продуктивной толщи по р. Гейчай. Масштаб 1:1000. Составил Ч.М.Халифа-заде.

Обломочные породы имеют полимиктовый состав, наряду с угловатым кварцем, встречаются ортоклаз, микроклин и кислые плагиоклазы и обломки глинистых и кремнистых сланцев, реже установлены обломки карбонатных пород. Глины также имеют полимиктовый

минеральный состав. В отличии от восточных разрезов в продуктивной толще бассейна р. Гейчая основным глинистым минералом является гидрослюда $2M_1$, в качестве примесей установлены смектит и хлорит.

Акцессорные минералы обломочных пород представлены ассоциацией устойчивых минералов, однако доминируют хлорит и серицит, мусковит, который еще раз доказывают, что источником сноса пород продуктивной толщи являются глинистые сланцы и аргиллиты нижней и средней юры Вандамского антиклинория. Ориентировочная мощность ПТ по бассейну р. Гекчай -250 м, фациальные условия образования продуктивной толщи западных районов в пределах бассейнов рр. Ахсучай, Гирдыманчай и Гекчай являются конуса выносов горных рек, аллювиальные отложения и отложения лагун и заливов, и песчаных мыс. За счет аридного климата питание рек видимо очень ослабло, в лагунах и заливах появились сульфаты кальция, отчасти барита и целестина.

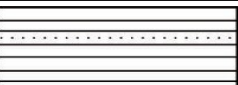
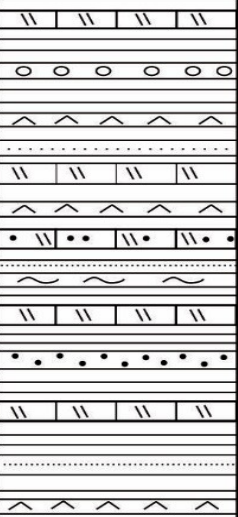
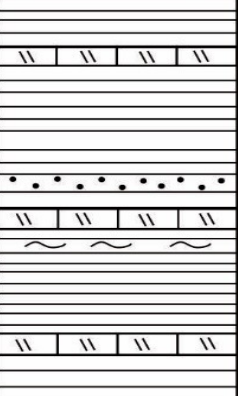
2.3. Стратиграфия верхнего плиоцена (акчакыльских отложений) Азербайджана

В западном борту Южного Каспия (Абшеронский полуостров, Абшеронский архипелаг), в Шамахи-Гобустанской зоне и Нижнекуринской впадине (Бакинский архипелаг) акчакыльские отложения широко распространены и представлены морской глинистой фацией. В пределах Абшеронского полуострова, Бакинских и Абшеронских архипелагов мощность акчакыльских отложений изменяется в интервале 30-100 м и они представлены серыми, темно-серыми глинами с массивной

текстурой. Эти глины на Абшеронском полуострове изредка содержат скудную моллюсковую фауну, а в Абшеронском и Бакинском архипелагах глины, можно сказать, немые, моллюсковая фауна и микрофауна встречаются очень редко. Однако в акчакылских глинах Абшеронского и Бакинского архипелагов обильно встречаются известковые водоросли *Coccolitoforidy*, *ovality*, остатки костей рыб и их пластинки, которые косвенно подтверждают глубоководный характер акчакылских морских глин. Здесь переход между продуктивной толщей и акчакылскими отложениями видимо является постепенным. Однако по данным Д. Гроувса (1996) между продуктивной толщей и акчакылом существовала огромная по времени перерыв в объеме $1 \cdot 10^6$ лет. За это время отложения продуктивной толщи подвергались длительному континентальному выветриванию. Этот слой выветривания хорошо улавливается на временных разрезах МОГТ. А.Н.Гаджиев впервые обратил внимание на эту деталь, именовал этот горизонт индексом СГ-1. По этому горизонту в депрессиях легко можно проследить контакт акчакыла с ПТ. Визуально эту границу определить очень трудно, а иногда представляется невозможным. Однако акчакылские глины легко отделяются от глин продуктивной толщи сероватой, темноцветной окраской. Кроме того нередко акчакылские глины содержат прослойки вулканического пепла, а глины ПТ из-за того, что образовались в аридном литогенезе в засушливой зоне окрашены бурой и красно-бурой окраской. А в глинах акчакыла в тяжелой фракции из метаморфических минералов установлены дистен и

ставролит, кристаллы последнего под микроскопом имеют чайного цвета, которого в глинах акчакрыла Гобустана и Нижнекуринской впадины совершенно не наблюдается. По этим признакам Абшеронские, акчакрыльские глины легко можно отличить от глин НКВ и Бакинского архипелага.

Известно, что акчакрыльские отложения в Средне-Куриной депрессии в Ганджинской впадине, в Аджиноуре и в междуречье Куры и Габырры очень богаты моллюсковой фауной. К.А.Ализаде и А.А.Ализаде из-за резкого изменения ассоциации моллюсковой фауны в разрезах разделили отложения акчакрыльского яруса на два подяруса.

Отдел и ярус	подярус	мощность	Литологическая колонка	Палеонтологическая характеристика
Q ₁	Aps B	12 м		Drissensia Sp. Absheronia Propinqua (фрагменты)
Плиоцен Акчакрыл	Верхний акчакрыл N ₂ ^{2AK} ₂	340м		Avicardium Radiiferin, A.Kumli; A.Bozdagenze, Cerastoderma Konchujevski; C.Sulini Mactra Inosrtanzevi; M.Parvula Melania Costata Micromelania Subcaspia и др. Mactra Nazarlebi, M. Gedroizi, M.Agalarova, Cerastoderma ex.gr.Dombra C.Sukini (фрагменты) Rotamites Sumba-Rensis. P.Comrocus Avicardium Dahestanium и др.
	Нижний акчакрыл N ₂ ^{2AK} ₁	190-195 м		Mactra Subcaspia, M.Decora Cerastoderma ex.gr.Dombra, Potamites Caspius Cossidulina Crossa, Candona Convexa и др.

N_1^{Sab} M		10 м		В глинах <i>Mastra Sp.</i>
------------------	--	------	--	----------------------------

Рис. 2.18. Расчленение акчакыльских отложений по ассоциации моллюсковой фауны. Боздагский стратитипический разрез акчакыльских отложений.

В Аджиноуре и в обоих бортах Евлах-Агджабединского прогиба верхи акчакыльских отложений представлены мелководной морской, субконтинентальной и континентальными фациями и характеризуются грубозернистыми породами. В Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге акчакыльские отложения по материалам глубоких скважин имеют низкие значения KS (0,2-0,5 от.м) и представлены темносерыми глинами. Здесь разрез акчакыля носит однородный характер и не может быть разделен как по моллюсковой фауне, так и по петрографическим коррелятивам на отдельные составные части.

Выше было отмечено, что на Абшеронском полуострове и прилегающих к нему районах акчакыльские отложения очень богаты остракодовой фауной, которая была изучена недостаточно. Нам думается, что в будущем при достаточном изучении остракодовой фауны, и на этой основе акчакыльские отложения можно разделить на более дробные подразделения. В настоящее время на Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге из-за отсутствия палеонтологических данных акчакыльские отложения в малом объеме принято без дробного расчленения.

В Нижне-Куринской впадине акчакылские отложения широко развиты и лучше изучены как по полевым разрезам, так и по материалам глубоких скважин. Одновременно, мы, изучив полевые разрезы и на основании собранных палеонтологических материалов и петрографических исследований, уточнили стратиграфическую схему акчакылских отложений.

В Нижне-Куринской впадине литологический состав, петрографические особенности акчакылских отложений имеют много общего с акчакылом других районов Западного борта Южного Каспия. Здесь, на сводах антиклинальных складок мощность акчакылских отложений колеблется в пределах 50-70 м, в редких случаях достигают до 100 м. однако на крыльях складок и в синклиналях их мощность составляет 150-200 м, а в некоторых структурах мощность этого комплекса превышает 250-300 м. Это означает, что эти структуры в акчакылский век носили конседиментационный характер. Вместе тем в некоторых районах, особенно в западных, мощность акчакылских отложений на подобие Аджинокурской впадины или Евлах-Агджабединского прогиба составляют 650-700 м. в целом большая мощность акчакылских отложений и связано также с зоной Муганской моноклинали. Кстати, следует заметить, что в Муганской впадине (Падар, Сарыджалли, Дайкенд, и др.) именно продуктивная толща имеет максимальную мощность – 4000 м. В этом районе контакт ПТ и акчакыла легко отбивается по следующим признакам: литологический состав, прослой вулканического пепла,

цвет песчано-глинистых слоев, электрометрическая характеристика разрезов (обычно акчакылская песчано-глинистая толща характеризуется низким значением КС) и, наконец, собранные остатки микрофауны и водоросли.

В НКВ мы изучали акчакылские отложения и их контакты с продуктивной толщей на северо-восточном крыле Бабазананской складке, Большой Харамии, Малой Харамии. Хотя в полевых разрезах мощность акчакылских отложений имеют небольшие значения, однако это дает возможность визуально и детально изучить цвет, текстуру, литологический состав, органические остатки, которые дают исследователям ясное представление о возрасте и фациально-генетическом строении комплекса. Контакт акчакыла с абшеронскими отложениями в полевых разрезах определяется по литологическому составу и по широкому распространению роду *Drissensia*. В Мишовдаге описание маломощного разреза акчакыла мы заимствовали из работ А.Н.Шихлинского (Шихлински, 1975). Кроме того в подошве Абшеронских отложений установлена три пласта черных глин, в которых широко распространено *Limnea*. Эти пласты глин можно принять как маркирующих горизонт на контакте Абшеронских и акчакылских ярусов. В складчатой линии Камаладдин-Харамии-Галмаз-Пирсаат Нижне-Куринской впадины горизонт черных глин с *Limnea* хорошо прослеживается во всех перспективных структурах и оказывает надежную службу для стратиграфии плиоцена и плейстоцена.

Выше мы отметили, что в пределах Муганской впадины в структурах Падар, Сарыджаллы и Даукенд в

глубоких скважинах, пробуренных в 1970 году, акчакылские отложения установлены в большом объеме.

Рис. 2.25. Расчленение акчакылских отложений НКВ по моллюсковой фауне.

№	Интервалы изучения остатков моллюсков	Установленная ассоциация моллюсков
1	2596-2600 2670-2675 2685-2690	<i>Cardium sp. Dreissensia rostiformis Tesh., castropod</i>
2	2759- 2768 2800-2805 2308-2813	<i>Macfra Venjukovi Andr; cardium sp. Alacna cf.grimmi Andr. Dreissensia Rostiformis Desh.</i>
3	2842-2854 3076-3079	<i>Candona sp.Cufnene Soljanica Liv. Macfra Venjukovi Andr. Cardium sp. Dreissensia Rostiformis Desh.</i>
4	2980-3100	<i>Macfra Venjukovi Andr. Cardium sp. Dreissensia Rostiformis Desh.</i>

Ранее приобретенные нами геологические и нефтепромысловые материалы вновь всесторонне разобраны, инспектированы, на основании новых петрографических исследований. Все проведенные исследования на примере структур Падар и его комплексной характеристике дала возможность отражать впервые составленный сводный разрез акчакылских отложений для всей площадей и разрезов Муганской впадины. Здесь в результате детальных литологических, палеонтологических и петрографических информации дается более точные литостратиграфические подразделения акчакылских отложений (рис.2.29). на основании информации глубоких скважин пл. Падар акчакылские отложения делится на два подяруса, в

которых еще определены литологические и петрографические горизонты.

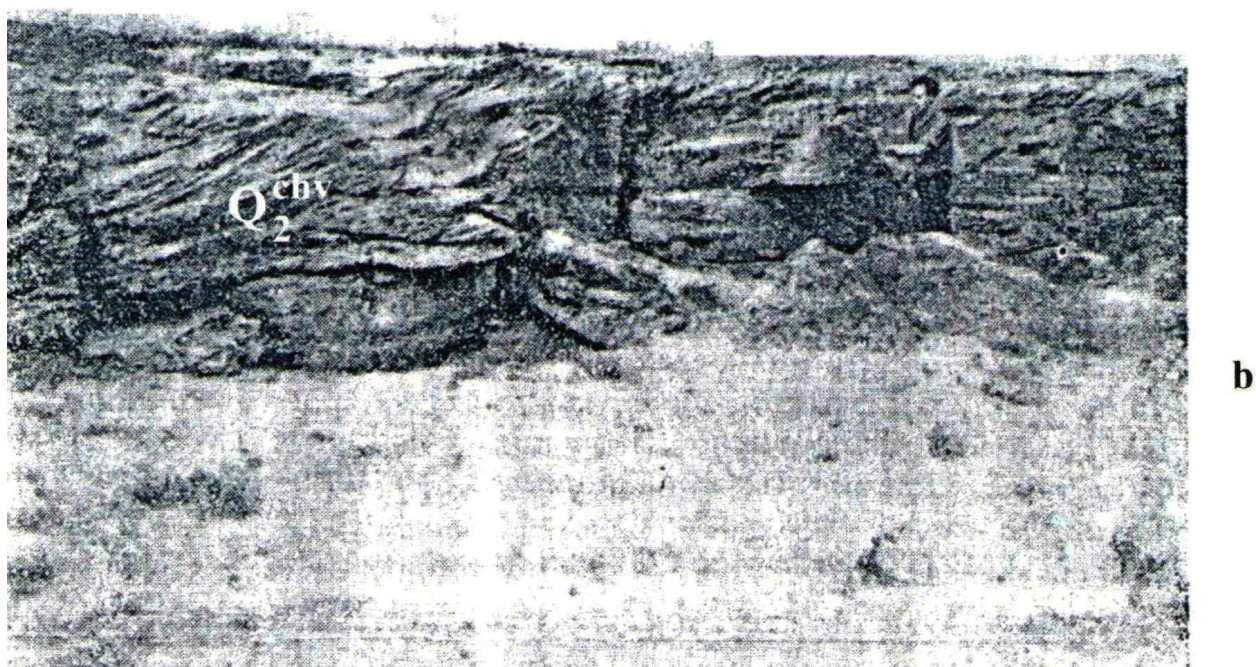
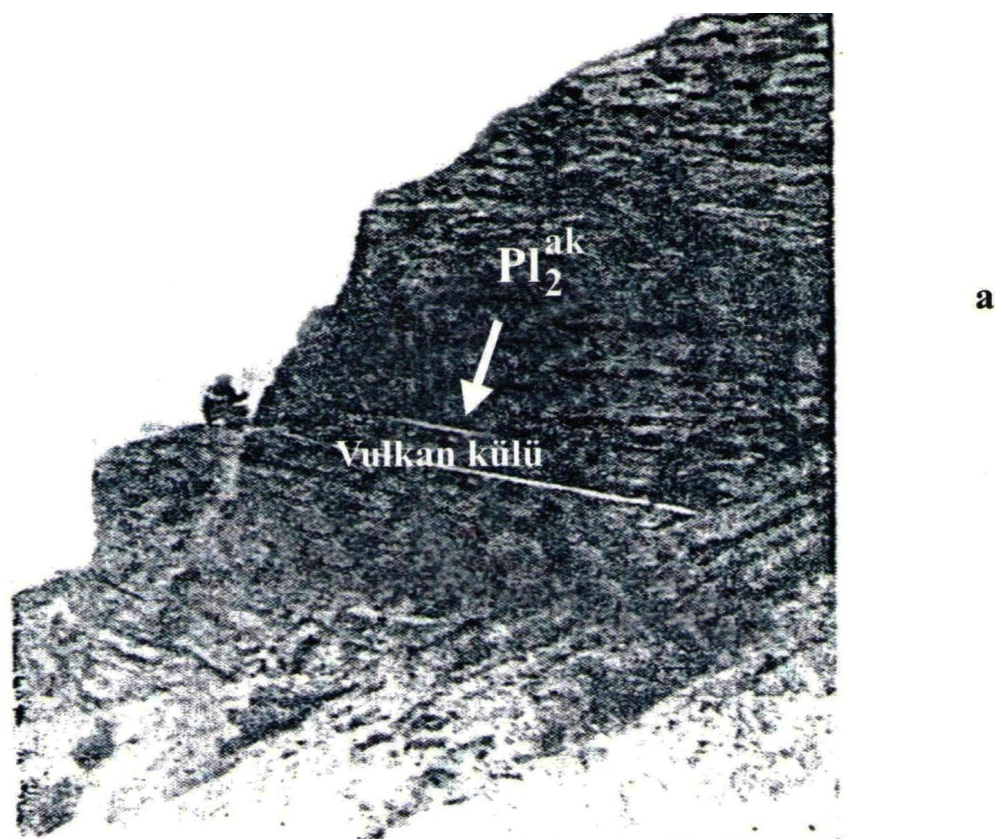


Рис. 2.26. а) Мощная глинистая толща акчакыла чередуется с биоморфными известняками. Наличие прослоев вулканического пепла характерно в глинах.

**Б) террасы биоморфных известняков
хвалинского яруса.**

Фото Ч.М.Халифазаде.

По специальным исследованиям на подошве акчакыла с продуктивной толщей и его кровле в нижних Абшеронских отложениях были проведены комплексные литолого-петрографические исследования. В иллюстрированной в тексте сводная литологическая колонка (рис.2.30), где по каждому горизонту были установлены петрографические коррелятивы. А это в свою очередь для стратификации верхнего плиоцена или же нижнего абшерона может быть использовано как важные стратиграфические критерии. Фактически в НКВ деление акчакылских отложений на два подяруса может быть рассмотрены продолжением работы А.А.Ализаде по Аджиноуру, Евлах-Агджабедскому прогибу в Ганджа-Басаре (Нафталан, Боздаг, Дуздаг и др.). С другой стороны, эти стратиграфические исследования в НКВ на основании резких изменений моллюсковой фауны и деление акчакыла на два подяруса не является местным, а имеет региональный характер, поскольку в НКВ деление акчакылских отложений на два яруса подтверждается как микрофаунистически, так и петрографическими исследованиями. С другой стороны двух подярусное деление акчакылских отложений не случайно, а связано с геологическим развитием территории в акчакылский век.

В отложениях Нижнеакчакылского подяруса – глинистая толща возникла в период кульминаций знаменитой акчакылской трансгрессии. В это время

области денудации были расположены далеко от зоны распространения акчакылского бассейна. В ранее акчакылский век мезозойские вулканы Малого Кавказа и эоценовые эффузивы Талышской складчатой зоны интенсивно размывались и естественно в зонах аккумуляций образовалась характерная роговаяобманковая-пироксен-магнетитовая минеральная ассоциация.

В заключительной стадии развития акчакылского бассейна в результате ослабления трансгрессии бассейн стал мелководным и возможно распал на отдельные лагуны и заливы, и по этой причине гипсометрия областей денудации резко изменилась. Именно, в результате этого в областях денудации верхнего акчакыла стали размываться основные палеоген-миоценовый осадочный чехол и естественно в области аккумуляции формировалась мусковит, хлорит и эпидотовая ассоциация акцессорных минералов. Установленная минеральная ассоциация как раз отражает петрографический состав областей денудаций за время формирования верхнеакчакылских отложений. В основе этого принципа в НКВ в районе Муганской моноклинали на площадях – Сарыджаллы, Дайкенд, Куровдаг и Бабазанан в результате систематизаций палеонтологического материала, также, увязав литолого-петрографические материалы с промыслово-геофизическими данными удалось составить уточненную стратиграфическую схему акчакылских отложений упомянутого региона (см. таб. 2.10). Эта схема помимо стратиграфии акчакылских отложений охватывает как

нижнеабшеронский, так и верхнюю часть продуктивной толщи. Одновременно в схеме деления корреляций разрезов 8 площадей, пересекающих НКВ в поперечном направлении с включением нижнеабшеронских и верхов продуктивной толщи. Здесь стратиграфия акчакылских отложений реализуется по их литологическому составу, палеонтологическим остаткам, по петрографическим коррелятивам, а также по промыслово-геофизическим информациям. В НКВ для акчакылских отложений были установлены два подяруса, два литостратона песчаные и песчано-глинистые слои и два петрографического горизонта.

Установленные здесь петрографические горизонты реальны только для Нижне-Куринской впадины (см. таб.2.10) эти петрографические горизонты совершенно нельзя проследить в других районах. Для основательной региональной корреляции разрезов акчакылских отложений мы брали структуры Муганской впадины, вернее, локальные структуры, расположенные на северо-западной и западной частях Нижне-Куринской впадины Падар, Сарыджаллы и Дайкенд, ибо в этих структурах акчакылские отложения имеют большую мощность, дабы подробно изучить литолого-палеонтологические элементы акчакылских отложений этого региона. В детализированной стратиграфической схеме по разведочным площадям определить мощности и более мелких стратиграфических подразделений каждого литостратона. Для проведения надежной корреляции литостратонов каждый из них иллюстрировано

руководящей ассоциации макро и микрофауны. А это в свою очередь обеспечивал аргументированную корреляцию литостратонов. В акчакылских отложениях Нижне Куринской впадины в разрезах характерные руководящие микрофауны редко встречаются только в меридиане разведочных площадей по Дайкенду, Камаладдину, Гарабаглы, а это ясно отражает характеристику акчакылчких отложений восточной окраины исследованного региона. От этой полосы восточнее в структурах, в глинах акчакылских отложений макрофауна не установлена. С фациально-палеогеографической позиции восточнее Дайкенда глины акчакыла богаты известковыми водорослями и остатками костей рыб. Эти глины принадлежат интранеритовой фации. Из вышеизложенного ясно, что мы построили корреляции и стратификации акчакылских отложений только на основе макрофауны. Несомненно мы могли для акчакылских отложений каждой разведочной площади иллюстрировать для обоснованности стратиграфической схемы и петрографические коррелятивы. Однако в этом случае итоговая стратиграфическая схема приобрела бы более сложный запутанный характер, и затруднило бы ее использования в научных и практических целях.

В итоговой схеме ясно иллюстрировано изменения мощность литостратонов для отдельных разведочных площадей. Одновременно на западном борту Южного Каспия распространение электронной вариант мощности подярусов акчакыла (в двух и трех размерах) иллюстрированы на рис. 2.27. Как ясно от рисунков для

акчакылких отложений большая мощность характерен лишь для структур Муганской моноклинали. Самая большая мощность установлена пределах разведочной площади Дайкенд -650 м (рис. 2.27).

Из сказанного можно сделать такой ясный вывод – в акчакылский век площадь Дайкенд был самый погруженный участок Муганской впадины. Отсюда идя в восточном направлении в прибрежной полосе и акватории Каспия мощность акчакылских отложений резко сокращается. При этом на площади Бабазанан -250 м, в Кюрсанге уменьшается до 200 м. одна на площади Галмаз в отличии от общей закономерности распределения мощности нарушается и составляет более 530 м. Между тем такие большие мощности акчакыла мы наблюдали на территории соседних разведочных площадях – Дашгил, Готурдаг, Кянзадаг. Вероятно в акчакылский век пл. Галмаз вместе с Алят-Ленгебизской зоной образовал единый морфологическую аккумулятивную зону. На площади Пирсаат мощность акчакылских отложений составляет 75 м и сходные мощности мы наблюдали в зоне Бакинского архипелага в других разведочных площадях Булла адасы, Булла дениз. В указанных структурах акчакылские темно-серые глины хорошо промыты и очень бедны органическими остатками. Содержание $\text{фр} < 0,001$ мм, в этих глинах составляет 80-90%.

Международная шкала	Региональная шкала		Литостратон	Петрография акчакулских пород	Падар Скви.№1	Куровдаг Скви.№94	Сарыджа Скви.№	Дайкенд Скви.№1	Бабажанан Скви.№26	Курсенджа Скви.№38	Галмаз Скви.№19	Пирсаат Скви.№86
Плейстоцен		Нижний			340 м Absheronia spimikro-melima sufcaspia	390 м Limnea- глина	450 м глина с Limnea	410м	490 м глина с Dreisensia	370 м Absheronia propincua	365 м Dreisensia polymorpha	350 м Dreisensia sp.
					169 м Accularia rega Liv Condona Abichi Lov Paracupris Camdula Liv.	195м	110м Mectra acicarinuta Andrus., Cardium dombraAndrs., Clessirda ufventus Andrs.,	240 м cardium sp., Acadna sp., Dreisensia Rostiformis., Andrs casrtopoda	95 м	85 м	160 м Ovulites Renata Liv., Leptocyttar e Andrutiv., L.Nostrata Rotalia beccarit	15 м Ovulites Renata Liv.,
					300 м Cardium qraitis opp. Cardium abichi Liv., C.Psefino-candula Liv., Ovulites Renata Liv.	290м Ovelites Renata Liv., Leoxcenca es chvaldi Liv., Cytere ondrusovi., Ovelites sp., Sandona sp.	50м Cardium dombra potomifes sp. Mhoro	390 м Mactra Vensucov Anrds., driesessia Rostiformis., micromelania sp.	145 м onilies Reneta Liv., Candona pseudocandita Liv., Sithere And., Russovi	120 м	370 Ovulites Renata Liv., Candora alichi Liv., C.Convexa Liv., Candora fonbilo Liv.,	60м
	Акчакул	Верхний	Песчано-глинистая	Мусковит, хлорит-эпидот	550 м	240м	350м	250м	380 м Hiocypris Cypridexs Litoralis Br planobis sp.,	560 м	440 м	550 м

Рисунок 2.27. Уточненная стратиграфическая схема акчакылских отложений Нижне-Куринско впадины.

Часть вторая
Second part
Палеогеография плиоценовых отложений
Азербайджана

Paleogeography of the pliocene deposits of Azerbaijan

Бассейновый анализ и седиментологические особенности плиоценовых бассейнов; о тектонических типах, палеоморфологии батиметрии, гидрохимические типы плиоценовых бассейнов Южно-Каспийской впадины; эвапориты и о новой находки маггемита в продуктивной толще; песчано-турбидитные системы в продуктивной толще; глауконит в промышленных коллекторах; Южно-Каспийский плиоцен-антропогеновый межгорный рифт-грабеновый тип бассейнов; о палеотемпературе мезокайнозойских и антропогеновых морей; циклические и трансгрессивное строение продуктивной толщи и эвстатические колебания уровней плиоценовых бассейнов; фациально-генетический анализ и палеогеографическая реконструкция плиоценовых бассейнов Азербайджана

Часть вторая
ГЛАВА III. СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ПЛИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ
АЗЕРБАЙДЖАНА.

Для создания седиментологической модели плиоценовых бассейнов необходимо предварительно провести ряд специальных седиментологических исследований – батиметрии бассейнов, гидрохимические типы, морфологии плиоценовых бассейнов температурная характеристика, тектонические режимы, причины флуктации (эвстатика) уровня плиоценовых бассейнов. О морфологии плиоценовых бассейнов западного борта Южного Каспия имеется в литературе ряд сообщений. Однако они носят фрагментарный характер без проведения их обстоятельных обобщений и систематизации. Несмотря на эти факты, возникает необходимость проведения специального исследования, а именно, бассейнового анализа, в котором раскрываются такие важные характеристики плиоценовых бассейнов как батиметрия, температурные и тектонические режимы, гидрохимия и фациальные зоны плиоценовых бассейнов и т.д.

Во второй части монографии мы провели бассейновый анализ плиоценовых отложений, идентификации полученных результатов и освещение вытекающих из них проблем.

3.1. Седиментологические особенности плиоценовых бассейнов и новые данные о результатах бассейнового анализа.

В западных странах в связи с развитием теории тектоники плит бассейновый анализ нашел широкое развитие. В бывшем СССР несмотря на интенсивное развитие теоретических проблем седиментологии, к сожалению, теория и методология бассейнового анализа остались вне сферы исследования советских, а позже русских седиментологов. Развитие теории и методологии бассейнового анализа в западных странах не случайно, поскольку результаты бассейнового анализа непосредственно связаны с разработкой месторождений энергетического сырья и осадочных рудных и нерудных полезных ископаемых.

Прежде всего, с помощью бассейнового анализа, возможно, раскрыть и идентифицировать морфологию, тепловой и тектонические режимы, батиметрию и гидрохимию осадочных бассейнов и т.д. Кроме того, благодаря проведению бассейнового анализа, возможно, получит реальные данные о распределении в бассейне природных резервуаров, выяснить осадочный рудогенез и закономерности распределения полезных ископаемых, идентифицировать объем и строение осадочных формации и др. проблемы литогенеза.

В русской и английской литературе понятие «бассейновый анализ» освещается в двух методологических

позициях. В русской литературе известный седиментолог Н.Б.Вассоевич общеизвестные осадочные бассейны разделяет на двух больших групп – осадочные бассейны и осадочно-породные бассейны. Под термином «осадочные бассейны» понимается осадконакопление современных малых или крупных водоемах, включая океанические бассейны. Под понятием «осадочно-породные» бассейны подразумевается все древние осадочные бассейны. Мы бы называли древние бассейны «мертвым» бассейном. Поскольку в осадочно-породных бассейнах, от характерных для бассейновых признаков, остались только различные генетические признаки осадочных пород. Мы постарались в моем двухтомном учебнике «Основы седиментологии» (Халифа-заде, 2019) внести ясность гнисологическую сущность осадочных бассейнов. Здесь мы должны отметить, что осадочные бассейны как небесные тела в результате развития тектонической жизни литосферы появляются, длительно развиваются (до 10 млн. лет и больше), потом распадаются на мелкие лагуны, заливы, а потом «умирают», высыхают, оставляя за собой мощную терригенно-глинистую, карбонатную толщу, а также эвапоритов, и связанные с ними осадочных полезных ископаемых, которые по фациально-генетическим признакам соответствует осадочной формации. Поэтому в понимании «осадочные бассейны» заключены или кристаллизованы многие проблемы литогенеза, расшифровка этих проблем требует применения бассейнового анализа – для тех или иных осадочных толщ.

Известные седиментологи запада F.Pettijon и Robert Selley осадочным бассейнам дают сходное понятие немного

иначе их классифицируют – седиментационные и постседиментационные бассейны. Обычно в бассейновом анализе по генетическим признакам, слагающих их осадочных толщ, восстанавливаются до уровня современных осадочных бассейнов, а затем в зависимости от целевого задания решается та или иная проблема литогенеза.

Мы, бассейновый анализ плиоценовых отложений западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана выполнили на основании вышеизложенного методического подхода, с учетом принципов литогенеза и тектоники плит.

Внизу мы в дискретной форме дадим морфологию, батиметрию, гидрохимию, тепловой режим и флуктуацию уровня плиоценовых бассейнов. Особое место мы выделили на пояснение тектонического типа плиоценовых бассейнов Восточного Азербайджана и Южного Каспия.

3.2. Седиментологические особенности раннеплиоценовых бассейнов.

Границы нижнеплиоценовых бассейнов и распределение мощности продуктивной толщи мы определили на основании фациально-генетического анализа разрезов продуктивной толщи. Северную, Восточную и Южную границу продуктивного бассейна мы определили на основании литературных данных. А затем интерпретации имеющихся фактических материалов нам удалось составлять морфологическую картину бассейна продуктивной толщи. В результате интерпретации морфологической картины продуктивного бассейна можно сказать, что он со стороны запада протягивается до Мурадханлы-Агдам, с востока его

окаймляет Западно-Туранская впадина. С севера бассейн граничит Аграханским заливом: северо-востока он ограничивается Гарабогазгольским массивом.

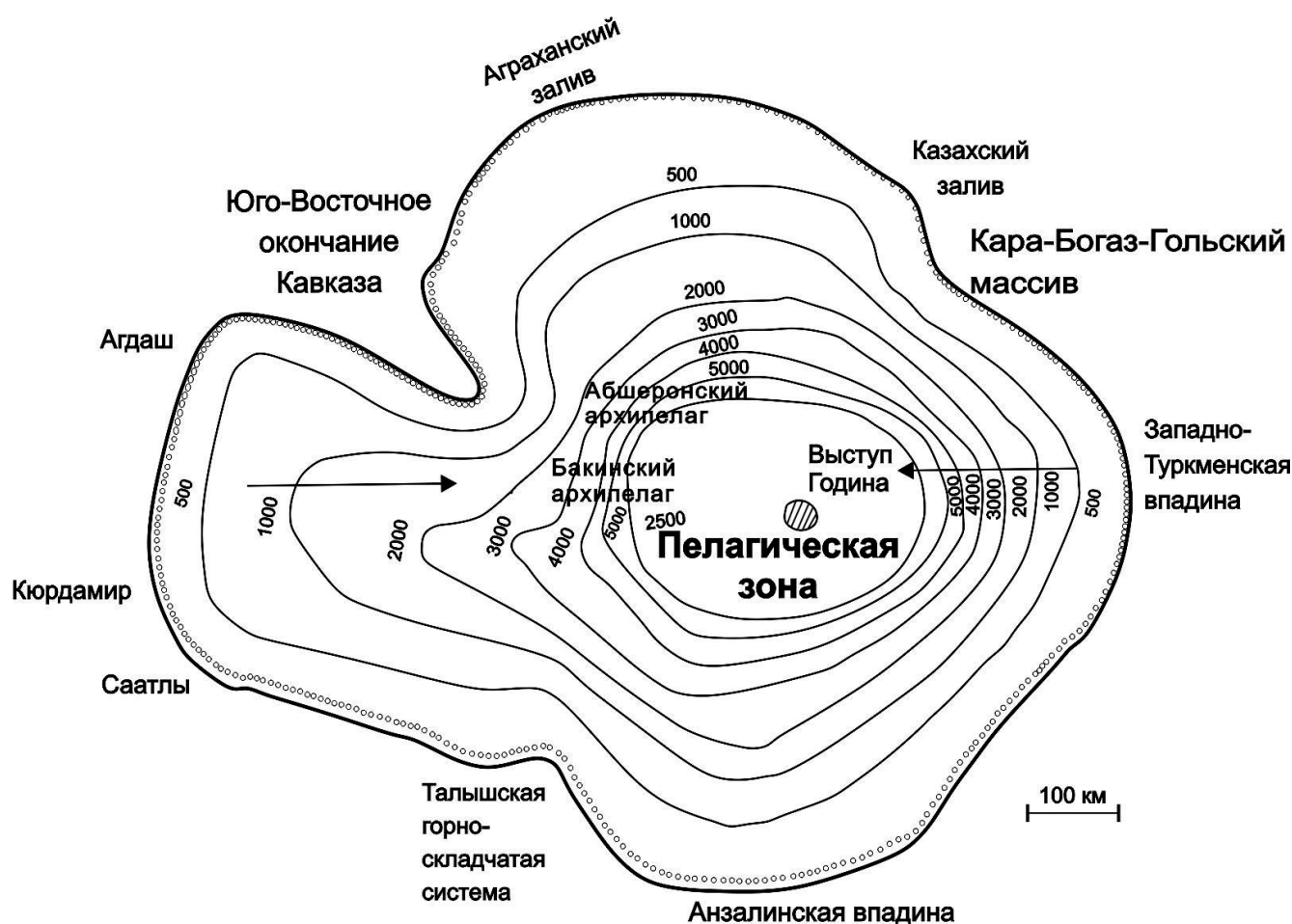


Рис. 3.1. Морфологическая схема интерконтинентального нижнеплиоценового рифтоген-грабенного типа бассейна.

С юга бассейн протягивается до Анзалинской впадины (рис. 3.1). От морфологической картины продуктивного бассейна ясно, что он со стороны Малого и Большого Кавказа, и Талышской горно-складчатой системы бассейн подвергался осушению и образовал древние безымянные заливы. А на северо-востоке границы продуктивного бассейна благодаря Гарабогазгольскому массиву сильно усложнилась. Однако несмотря на некоторые осложнения на границе горных

систем продуктивный бассейн сохраняет овальную морфологию и относится к категории бассейнов «sensu stricto». Однако по литературным данным такая конфигурация очень характерна для интраконтинентальных замкнутых бассейнов. Такую морфологическую форму продуктивный бассейн приобрел в последней сотысячелетий своей жизни. Фактически на рисунке иллюстрированная форма характеризует последний этап развития продуктивного бассейна. Обычно такие овальные морфокартинные бассейны в Западных странах именуются «sensu stricto». Оползневые текстуры в песчаниках, глиняные катуны явно свидетельствуют о том, что наклон дна был в центральную часть sensu stricto бассейна продуктивной толщи. В последнем этапе жизни площадь продуктивного бассейна составил приблизительно $350 \cdot 10^5 \text{ км}^2$, что этот факт свидетельствует, что размер продуктивного бассейна в заключительном этапе жизни был намного больше, чем его современный аналог Южно - Каспийский бассейн. Если допустит, что в заключительном этапе развития продуктивного бассейна средняя мощность примерно 200 м, тогда целиком объем водного пространства составляет приблизительно $75 \cdot 10^3 \text{ км}^3$.

На рисунке 3.1 наглядно иллюстрировано распределение мощностей продуктивной толщи. Здесь мощность продуктивной толщи начинается от лагунно - заливной зоны возрастает до центра продуктивного бассейна. Однако после учета фациальной зональности продуктивного бассейна, с учетом образования максимальной мощности в эпинеритовой зоне. Допускаем, что ее мощность в абиссальной зоне за счет

декомпенсированное осадконакопление должен быть в два раза меньше. Как раз на рис. 3.1 эта мысль находит свое полное подтверждение, к тому же, позволяет рассматривать продуктивный бассейн как глубоководным. Эта мысль на рис.3.2 проявляется в 950 км дистанции в поперечном сечении продуктивного бассейна. Кроме того, на рисунке ясно наглядно иллюстрировано распределение по районам батиметрических зон бассейна. Здесь допускаем, что глубинные разломы, расположенные по бортам продуктивного бассейна – Западно-Каспийский, Сангачал-Огурчу и Туркменский террас – обеспечила прогибание, как результат псевдорифтогенного процесса. Формирование больших мощностей (~ 5000 м) за короткое время 1.9 млн. лет убедительно доказывается, начиная с позднего плиоцена по глубинным разломам за счет крипто рифтогенеза.

Из геологической литературы известно, что современные интраконтинентальные бассейны грабенного типа (озеро Байкал, Рейнский грабен, Аденский залив, Красное море, Мертвое озеро, грабенные бассейны Юго-Восточной Африки – Танганьика, Нелси и др.) их ширина изменяется в пределах 40-50 -100 км. Обычно эти интраконтинентальные бассейны проявляются в виде удлинённых трогов. Южно-Каспийском бассейне между глубинными разломами западно-Каспийский и Туркменской террасой расстояние достигает до 450 км. В современных интраконтинентальных бассейнах образования бассейнов грабенного типа связано с вытягиванием и раздроблением этого участка земной коры.

В этом контексте удачно вспомнить высказывание В.В.Белюсова. Этот известный русский тектонист считает,

что там, где образовался грабен или горст – это обязательно связано эндогенно-рифтогенными процессами.

В целом значение термина «рифт» по логике означает «вытягивание» или «раздробление». По многочисленным литературным источникам фундамент Южно - Каспийской впадины носить трансформенный характер. Здесь в центральной части впадины (centrikal) осадочный чехол прямо лежит на океанической коре.

Между тем, по бортам впадины осадочный чехол контактирует с континентальной корой. Именно по этой причине исследователи геофизики считают, что фундамент ЮКБ несет трансформенный характер. С этой позиции целесообразно назвать Южно - Каспийский бассейн полуграбен или же субграбен. Ибо этот бассейн немного отличается от типичных грабренных бассейнов.

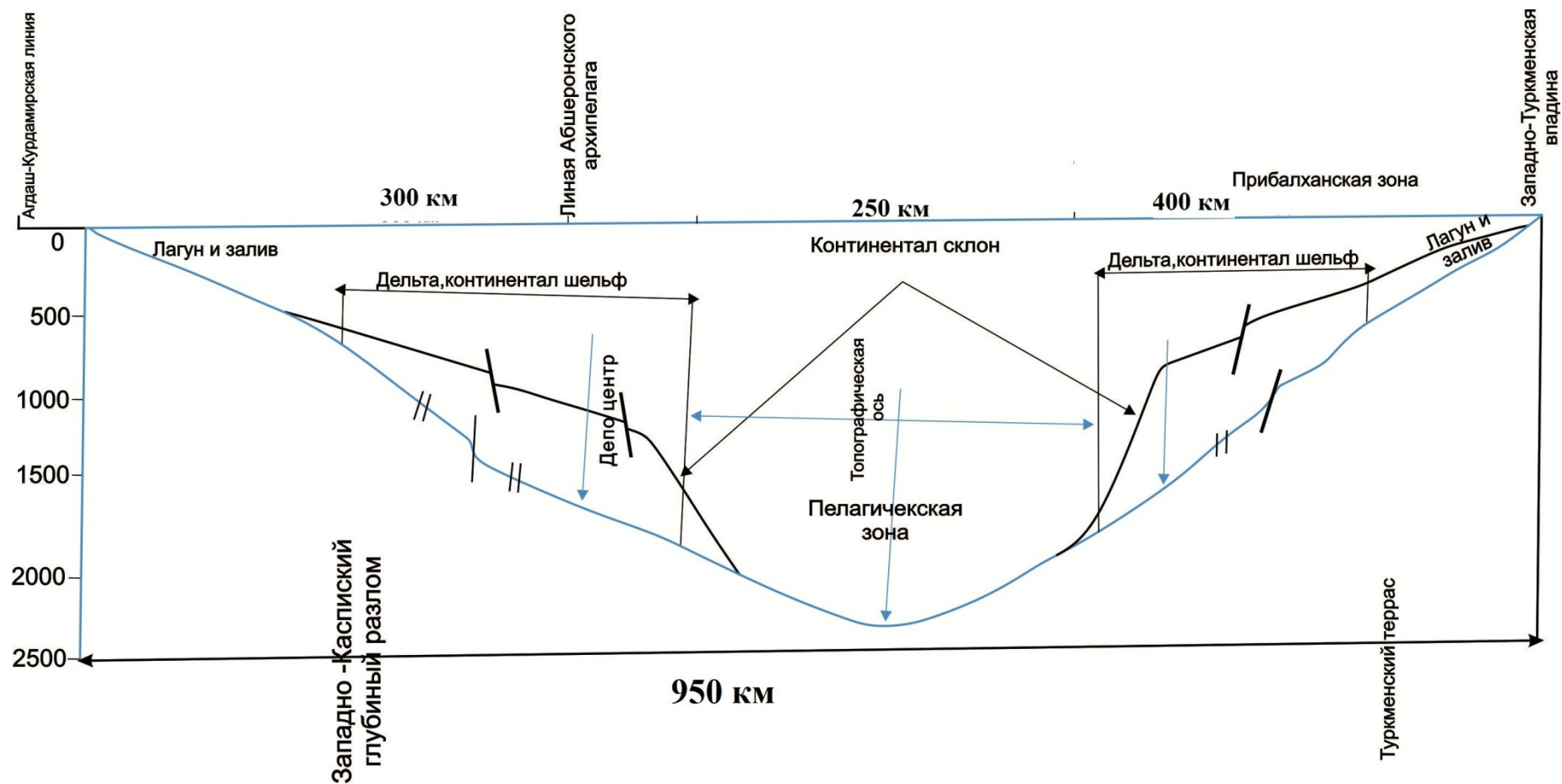


Рис. 3.2. Схематический поперечный разрез нижнеплиоценового интерконтинентального рифтоген-грабенного типа бассейна.

От поперечного сечения схематичного строения Южно - Каспийский является симметричным бассейном – однако распределение мощностей показывает, что его ось и депоцентр не совпадают с друг-другом и расходятся и с этой позиции он носит асимметричный характер. Большие мощности продуктивной толщи формировались на обоих бортах впадины на местах сочетания палеодельтовых отложений с этой интранеритовой зоной (рис.3.2)

На рисунке 3.2 наглядно иллюстрирована большая наклонность континентального шельфа и срезание его континентальным склоном. Образование континентального склона непосредственно связано Сангачал-Огурчинским глубинным разломом (см. рис.3.2). Мы вслед А.А.Ализаде и А.П.Янишиным считаем, что Южно-Каспийский бассейн образовался в миоцене, в средней фазе образования Большого и Малого Кавказа, Талышской горной системы и Копетдага. В начальном этапе образования ЮКБ обусловлены воздыманием в вертикальном направлении подъем Большого и Малого Кавказа, Талышской горной системы и Копетдага, в виде массивного купола. В это время изостазия нарушенной территории в центральном блоке ЮКБ в результате процессов сжатий и коллизий и создаются условия для вытягивания и раздробления. В следующем этапе усиливается воздымание Большого и Малого Кавказа, Талыша и Копетдага в центральной части ЮКБ удваивается процесс вытягивания и раздробления.

В результате всех этих крипто рифтогенных процессов в центральном блоке ЮКБ образуются глубинные разломы и

деформируются олигоцен-миоценовые отложения. Допускаем, что в заключительной стадии крипто-рифогенных процессов в ЮКБ по глубинным разломам происходит, вернее, подвергаются интенсивному прогибанию. В переднем сечении ЮКБ отложения продуктивной толщи на расстояние 950 км напоминает макролинзу и одновременно доказывает, что в центральной части ЮКБ-ны происходил интенсивное прогибание, а на бортах осадконакопление полностью компенсировалась, что обусловило формирование больших мощностей на бортах бассейна и наличие большого наклона континентального склона доказывается формированием песочно-турбидитных систем в его пелагической части.

Выше мы отметили, что причины глубоководности продуктивного бассейна ЮКБ ясно и наглядно подтверждает большую скорость наклонения песчано-глинистых осадков на дне бассейна со скорости 290 см за 1000 лет. Для фундаментального решения выдвинутого вопроса нами составлена таблица, где иллюстрирована скорость накопления осадков в пределах Юго-Восточного Кавказа и западного борта Южного Каспия. При этом возрастная геохронология была заимствована из работ Джон Гроувса и частично Чумакова по акчакрылу с некоторыми дополнениями автора монографии (таблица 3.2). По определению Джон Гроувса продолжительность формирования осадков акчакрыла составляет $0.8 \cdot 10^6$ лет. В расчетах Д. Гроувса возраст акчакрыльского яруса, вернее, продолжительность акчакрыльского века была определена

$0.8 \cdot 10^6$ лет. Эти данные плохо увязываются с межрифтогенными выполнениями.

А.В.Мамедов и Чумаков по Абшеронскому полуострову по вулканическим пеплам нижнего и верхнего акчакыльского подярусов по палеомагнитному методу также определили продолжительность акчакыльского яруса $0,8 \cdot 10^6$ лет.

Таким образом, Д. Гроувс продолжительность контактового слоя, образовавшегося между продуктивной толщей и акчакылом (СГ-1), определил $1,1 \cdot 10^6$ лет. От иллюстрированных цифр таблицы 3.2 ясно, что эти цифры для формирования отложений акчакыльского яруса не так убедительно, а также данные для продолжительности контактового слоя (СГ-1 по А.Н.Гаджиеву) несколько предшествовала завышенными данными. Тем не менее, абсолютный возраст, определенный для акчакыльского яруса в дальнейшем требует уточнения. По этой причине нам пришлось широко использовать хронологические разрезы в Абшеронском полуострове, в Ясамальской долине, которые были составлены А.В.Мамедовым и Чумаковым. Кроме того следует заметить, что в хронологических информациях А.В.Мамедова и Чумакова о возрасте контактового слоя, образовавшегося между акчакылом и продуктивной толщи нет данных.

Таблица 3.1.

**Абсолютный возраст и продолжительность
стратиграфических единиц плиоцена Южно-
Каспийского региона (по данным G.Crouvsa et.al.
1996, с дополнениями автора)**

№	Название стратиграфических единиц	Абсолютная возраст, Ма лет	Продолжительность стратиграфических единиц
1	Антропоген с включением абшеронских слоев	1.80	1.80
2	Акчакыльский ярус	2.60	0.80
3	Стратиграфическое несогласие между акчакылом и	3.40	1.10
4	продуктивной толщей – СГ-I	4.50	1.40
5	Верхний отдел продуктивной толщи (балаханская, сабунчинская, сураханская свита перерыва)	5.90	0.05
6	Несогласие между верхними и нижними отделами продуктивной толщи СГ-II	5.95	0.45
7	Нижний отдел продуктивной	6.40	0.20
8	толщи (КаС, ПК, КС, НКП, НКГ)	6.70	0.14
9	Стратиграфическое несогласие	6.84	1.04
10	между понтом и продуктивной толщей – СГ-III	7.87	0.19
	Верхний понт		
	Месинский кризис		
	Нижний понт		

После учета вышеотмеченных информацией нам пришлось в хронологическом разрезе контактовый слой и продолжительность акчакыльского века немного уточнить, исходя из геологической сущности отложений акчакыла и продуктивной толщи. При этом мы даже тектонический режим и палеогеографические критерия обоих бассейнов сильно отличаются между собой.

После нами были использованы скорость седиментации за единицу времени для мезокайнозойских отложений Юго-

Восточного Кавказа и Западного борта Южного Каспия, которые даны в таблице 3.3.

Выше мы отметили, что доказательством глубоководности нижнеплиоценового бассейна ЮКБ является его скорость седиментации, которая за 1000 лет составляет 290 см, это оценивается как наибольшей скорости седиментации нижнеплиоценового бассейна по сравнению с подстилающими и вышележащими отложениями. Для того чтобы дать ясность данному вопросу мы определили абсолютную скорость седиментации в мезокайнозойских отложениях Восточного Азербайджана (см. таблица 3.1). Притом абсолютный возраст миоплиоценовых и антропогеновых отложений мы брали из работ Д. Гроувса и А.В.Мамедова и Чумакова. Указанные данные иллюстрированы в таблице 3.1. В работе Д. Гроувса возраст акчакыльского яруса определен $0.8 \cdot 10^6$ лет. К сожалению, эти данные совершенно не увязываются с данными А.В.Мамедова и И.С.Чумакова (Чумаков и др., 1992), которые абсолютный возраст нижнего и верхнего акчакыльского яруса, определили по прослоям вулканического пепла. Д. Гроувс абсолютный возраст акчакыльского яруса и контактного слоя, залегающего между акчакылом и продуктивной толщи соответственно дает следующее: Акчакылский ярус имеет абсолютный возраст $0.8 \cdot 10^6$ Ма лет и возраст контактного слоя (SH-1) составляет $1 \cdot 10^6$ лет. От иллюстрированных цифров – ясно видно, что возраст акчакыла сильно занижен, а возраст слоя, залегающий между акчакылом и продуктивной толщи

заметно завышена. Вообще Д. Гроувс, для абсолютного возраста акчакыльского яруса данные были противоречивые, требуют уточнения. Именно, по этой причине мы дали преимущество по возрасту акчакыла данным А.В.Мамедова и И.С.Чумакова. В возрастной информации плиоцена и антропогена А.В.Мамедовым не было даже упоминание о возрасте контактного слоя между акчакылом и продуктивной толщей.

Таб

лица 3.2.

Скорость накопления осадков в мезокайнозойских отложениях Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана.

№	Наименование стратиграфических единиц	Средняя мощность осадков, м	Абсолютная возраст $1 \cdot 10^6$ лет	Скорость накопления осадков в см
1	Антропогеновые отложения	3000	1.80	170
2	Акчакыльские отложения Западной борта Южного Каспия	80	0.8	10
3	Акчакыльские отложения	600	0.8	74
4	Аджиноурской впадины	5000	1.9	290
5	Продуктивная толща западного борта Южного Каспия	2500	1.9	145
6	Продуктивная толща Абшеронского полуострова	3500	1.9	180
7	(Абшеронская фация)	5000	1.9	290
8	Продуктивная толща Нижне Куринской впадины	250	0.4	55
9	Продуктивная толща Южно-Каспийская впадина	2200	10.0	30
1	Понтские отложения	2500	11.0	23
0	Верхние и средние	2300	28.0	17
1		240	3.0	8

1	миоценовые отложения	850		
1	Отложения майкопской		5.0	17
2	свиты	450	2.0	22
1	Верхнемеловые отложения	2500	4.0	62
3	Верхний байос (кейванская свита)	3500	10.0	35
1	Нижний и верхний байос			
4	(хыналугская свита)			
1	Верхний аален (хивская свита)			
5				
1	Нижний аален (карахская свита)			
6	Нижнеюрские отложения (аален-тоар)			

С учетом выше сказанных, нам пришлось, уточнить абсолютный возраст акчакыльского яруса и контактного слоя между акчакылем и продуктивной толщей на основании палеогеографических построений. В таблице 3.2 даны скорости седиментаций за 1000 лет в мезокайнозойских бассейнах Восточного Азербайджана.

При этом следует заметить, что скорость седиментации осадков в древних мезозойских отложениях не можем быть рассмотрены как достоверные числа, поскольку здесь не было учтено коэффициент уплотнения или же градиент изменения во времени и пространстве в древних отложениях. Эти недостатки может быть учтено, если скорость седиментации осадков следует умножать на коэффициент 1.5 или 2. Однако, несмотря на это, приведенные в таблице 3.1 данные для сравнения с продуктивной толщей с отложениями более древних и молодых бассейнов позволяет иметь определенные представления о литолого-тектонических типах и скоростях

напластования, приведенных в таблице 3.1 ясно, что большая скорость накопления осадков (290 см – 1000 лет) в продуктивном бассейне никак нельзя сравнить с более древними или молодыми отложениями. Лишь мощность и скорость накопления антропогенных отложений ЮКБ может быть сравнены с продуктивной толщей. Прежде всего, скорость накопления осадков продуктивной толщи в регионе носить уникальный характер. В настоящее время большая скорость накопления осадков встречается в исключительных случаях в дельте р. Брахмапутра, Бенгальского залива в дельте р. Миссисипи, Мексиканского залива, в дельте р. Нигера, Гвинейского залива и в дельте р. Нил. Большая скорость накопления осадков в продуктивном бассейне носит конвергентный характер и косвенным путем доказывает, что бассейн имеет грабен-рифтогенное происхождение. При большой скорости накопления осадков в продуктивном бассейне помимо глубинных крипто-рифтогенных процессов немаловажную роль играла количество источников сноса и петрографический состав и объем пород податливых к денудации. По нашим расчетам отношение объема зон денудации к размеру зон аккумуляции для ПТ составляет $ВЛ=2\cdot8$. А это обеспечила в продуктивном бассейне большую скорость накопления осадков. Теперь для доказательства глубоководности продуктивного бассейна рассмотрим результаты анализа других критериев.

Среди упомянутых критериев глубоководности продуктивного бассейна важнейшим является открытие в

отложениях балаханской свиты турбититно-песчаных систем (Азери, Чираг, частично Капязь). Этот вопрос был фрагментарно рассмотрен в 2 главе данной монографии.

В западном борту Южного Каспия для доказательства глубоководности продуктивного бассейна был использован распространения желтовато-зеленого и светло-зеленого глауконита и широкое распространение известковых водорослей кокколитофоридов (*coccolitoforidi*). По информации Н.М.Страхова и Л.И.Горбуновой светло-зеленые пластинки глауконита очень характерна для глубоководных бассейнов седиментаций. Обычно аутигенный глауконит накапливается в пределах глубин 700-1000 м.

В этом контексте автор изучал различные цветные пластинки глауконита в различных фациях и составил фациальный профиль глауконита в пределах Абшеронского архипелага.

В монографии специальный параграф посвящен глаукониту в продуктивной толще. Не давая повторению мы переходим обсуждению следующего факта глубоководности продуктивного бассейна. В целом *coccolitoforidi* являются известковыми водорослями, которые в планктонной форме широко развиты в тропических бассейнах. Широкое развитие *coccolitoforidov* в продуктивном бассейне впервые иллюстрировала А.Г.Коссовская. В последний период *coccolitoforidi* были специального изучения автором, дабы доказать относительно глубоководности продуктивного бассейна. В глинистых толщах разрезов ПТ месторождений

Азери, Чираг, Капяз и Булла дениз распространение этих известковых водорослей косвенно доказывает, что продуктивный бассейн является глубоководным. Мы для того, чтобы доказать глубоководный характер продуктивного бассейна использовали экспериментальную формулу Н.М.Страхова (1962) применили вероятно пелагическую зону нижнего плиоцена. В результате получили, что в абиссальной зоне глубина продуктивного бассейна составил – 1600-1800 м. Этот вопрос обстоятельно будет рассмотрены в главе «палеогеографический модель плиоценовых бассейнов. Для завершения бассейнового анализа продуктивной толщи нижнего плиоцена остался определить его соленость и температурный режим.

Несмотря образование и развитие продуктивного бассейна ближе к современной эпохе из-за бедности его осадков органическими остатками особенно растительными не представляется возможность достоверно определить климат продуктивного бассейна. Определение его климата, температурного режима по сей день остается сложной проблемой. Здесь при такой ситуации может быть использован результаты палинологического анализа. В последнее время западные исследователи - Cloria Davis, Simons и Vincent изучив споро-пыльцевые комплексы продуктивной толщи в пределах Абшеронского полуострова и в НижнеКуринской впадине пришли к заключению, что климат продуктивного бассейна изменяется от аридного до холодного нивального. Изучив споро-пыльцевого комплекса они указывают какие конкретные растения имели развитие

в продуктивном бассейне. Поэтому климатические анализы указанных авторов не является убедительным и не может быть принят.

Мы климат и температурный режим продуктивного бассейна осветили из-за скудности органических остатков на основании изучения литологических критериев.

Прежде всего, цвет осадков продуктивной толщи является пестроцветным и резко отличается от подстилающих отложений понта и вышележащих отложений верхнего плиоцена акчакыла. Отложения продуктивной толщи окрашены на бурый, буровато-красный, буровато-желтый и буровато-серые цвета. Причины такой окраски отложений связано с отсутствием органических остатков содержания $C_{орг}$ в глинах составляет 0,01-0,03%, когда в осадках отсутствуют. $C_{орг}$ заключенных в них полуторные окислы и другие элементы находятся высшей степени окисления. В данном случае Fe в осадках продуктивной толщи находится высшей ступени окисления в виде Fe_2O_3 , который окрашивает песчано-глинистые осадки на бурый и буровато-красные цвета. А отсутствие в осадках $C_{орг}$ связано с аридным и пустынным климатом.

Таким образом, даже один критерий наличие пестроцветности осадков продуктивной толщи однозначно свидетельствует об субаридном полупустынным климате западного борта Южного Каспия, а восточный борт и Западная Туркменская Впадина имела аридный пустынный климат. А это подтверждается наличием высокой карбонатности песчано-глинистых отложений, красного

цвета осадков, и присутствие прослоев ангидрита в красноцветной толще. Кроме этого наличие в Сумгаитском разрезе в отложениях кирмакинской свиты включения гипса в песчаниках, а в западном Азербайджане наличие гипсовых линз и прослоев в отложениях продуктивной толщи Гирдыманчая, Ахсучая и Гекчая еще раз доказывает об аридном климате продуктивного бассейна. Более того автор в Нижне-Куринской впадине в отложениях сураханской свиты горы Бабазанан обнаружил 120 м-й эвапоритовую толщу, в которой пестроцветная глина чередуются 3-5 см прослоями гипса. Анализ гипсовых пластинок показал, что в гипсовых слоях помимо гипса, содержит кальцит и магнезиальный гидросиликат сепиолит (Халифа-заде, 2006). Здесь чередование пестроцветных глин с прослоями гипса обусловлен сезонным изменением климата. Гипсовые прослои образовались в лагунах в летние время года, когда температура воды лагуны достигла 30-33°C. По данным М.И.Валяшко в континентальных водоемах образование гипса происходит при солености 50-60‰ и температура воды озер и лагун 30-33°C. В сабунчинский век существование галогенеза носил более обширный характер. Об этом свидетельствует обнаружение автором галогенеза в Кяниздаге и разрезах месторождения Булла-дениз.

Следует заметить, что на рубеже миоцена и плиоцена на территории паратетиса произошли большие геологические события. В это время уровень океана упала 50-60 м. Средиземное море отделилось от Паратетиса. На

территории Восточного Паратетиса Каспийское и Черное моря отделились. В регионах Южного Каспия образовалось неглубокий соленоватый бассейн – продуктивное море нижнего плиоцена. В это время в открытых территориях Средиземное, Черное и Каспийское моря существовал засушливый аридный климат. Это прежде всего доказывается по программе «Гломар Челленджера». В 70 годы прошлого столетия пробуренные в Средиземноморском бассейне глубокие скважины в нижнеплиоценовых отложениях открыли грандиозный солёносный бассейн.

Отсюда ясно, что в раннем плиоцене аридный, пустынный климат занимает огромную территорию от Западного Туркменистана до пролива Гибралтар. По некоторым соображениям воды Атлантического океана выпадая в Средиземное море через пролив Гибралтар образовали водопад с ориентировочной высотой 150 м-ов.

В продуктивном бассейне определение гидрохимического режима раннего плиоценового моря является далеко нелегкой задачей. И в этом вопросе мы для решения данного вопроса дали преимущество седиментологическим критериям продуктивной толщи.

В свое время Н.М.Страхов и А.Н.Валяшко доказали, что внутриконтинентальные бассейны по солевому режиму сильно отличается от окраинных морей и океанических бассейнов. Обычно в замкнутых водоемах в их солевом режиме доминируют гидрокарбонаты и сульфатные соединения. В окраинных морях их гидрохимический

режим характеризуются доминантной роли K^{1+} , Mg^{2+} и Cl^{1-} , который составляют основу гидрохимического режима окраинных морей и океанических бассейнов.

В окраинных морях для выпадения гипса из морской воды требуется значения солености 250-270 ‰, а в интраконтинентальных бассейнах для осаждения гипса достаточно значение солености 50-60‰. В таких водоемах из-за слабой солености, образование и развитие беспозвоночных слишком ограничена. При такой гидрохимической обстановке раковины беспозвоночных бывает очень тонким, либо же они живут без скелетного покрова и после смерти не оставляют следов. С учетом вышеизложенного наличие линзы и прослоев гипса в продуктивной толще и открытие автором в горе Бабазанан ЮКБ в сабунчинской свите целая 120 м-вая толща чередования бурых глин с тонкими прослоями гипса, свидетельствуют о том, что в лагунах при солености 50-60 ‰ образовался целая толща сульфатного галогенеза. На таком же стратиграфическом уровне мы обнаружали сульфатный галогенез в других районах Южного Каспия. Отсюда мы можем сделать следующие выводы: в открытой части продуктивного бассейна значение солености была в пределах 10-12‰, а в лагунах судя по интенсивному осаждению гипса соленость не превысила 50-60‰.

3.3. Седиментологические особенности позднеплиоценовых (акчакыл) бассейнов.

Бассейновый анализ показал, что в пределах Восточного Азербайджана и Южного Каспия плиоцен неогена представлен двумя разными типами бассейнов

(нижний и верхний плиоцен). Несмотря на этот признак они еще резко отличаются между собой по морфологии, тектоническому режиму, фациальной зональности и по расположению палеогеографических элементов.

Выше мы отметили, что на контакте нижнего и верхнего плиоцена, который по данным Д. Гроувса был длительный перерыв $1 \cdot 10^6$ лет; после этого на огромной территории произошла процесс погружения. Это в свою очередь способствовало развитию грандиозной трансгрессии. Начиная Северного океана, океанская вода хлынула в предуральский прогиб, прикаспийскую синеклизу, Терек-Сулакскую впадину, Прикаспийскую впадину, Каспийские моря, Западный Туркменистан, Куринскую и Рионскую впадины.

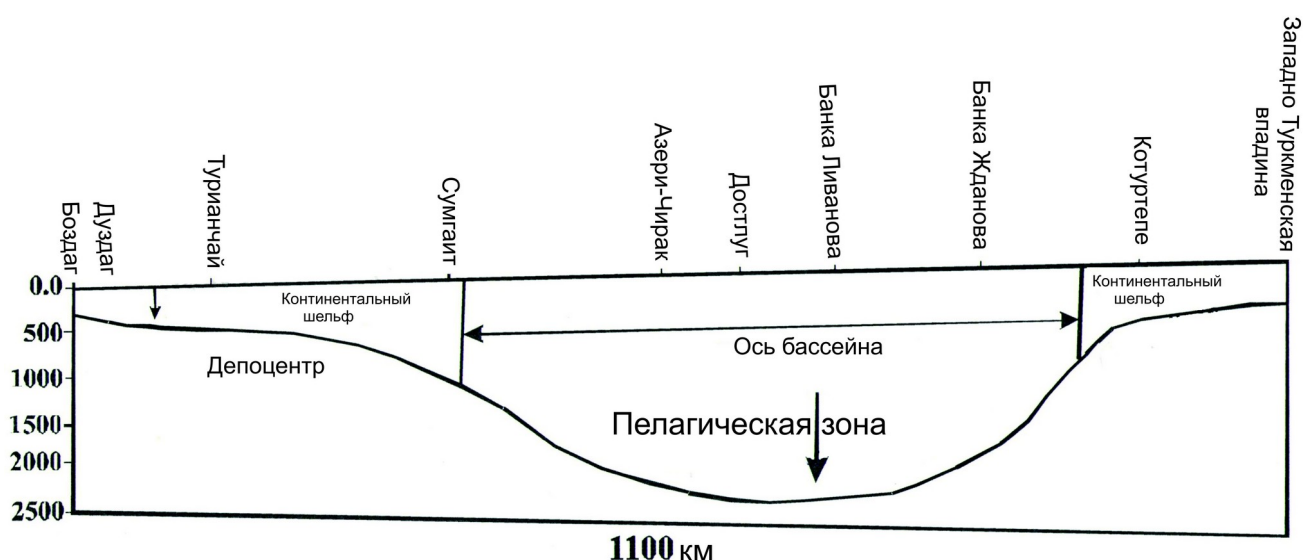


**Рис. 3.3. Схематический поперечный разрез
верхнеплиоценового (акчакыль)
эпиконтинентального бассейна (в пределах Южного
Каспия, Восточного и Центрального Азербайджана)**

В результате этого на огромной территории зародилась гигантская акчакылская трансгрессия. В итоге на грандиозной территории возникла эпиконтинентальное окраинное море.

В верхнем плиоцене благодаря гигантской акчакылской трансгрессии Каспийское море с Черным морем соединилось, на территории Восточного Паратетиса образовался обширный морской бассейн. Исследования Греческих и Румынских геологов доказали, что акчакылская трансгрессия затопила проливы Дарданелл и Босфор, соединилась с Эгейским морем, далее захватила восточную часть Румынии и Греции. Мы исследовали акчакылские отложения на Восточном и Центральном Азербайджане и в Аджиноурской впадине.

Здесь депоцентр акчакылского бассейна сравнительно близко топографической оси. В то же время как в продуктивном бассейне расстояние между депоцентром и топографической осью существовало значительное расхождение.

Депоцентр в акчакылском бассейне можно сказать расположено в 400 км расстоянии от начала континентального шельфа (рис.3.3).

Из рисунка 3.3 ясно, что пелагическая зона имеет относительно малую глубину и охватывает большое пространство (рис.3.3). А это в свою очередь косвенно доказывает эпиконтинентальный характер бассейна седиментации. Мы определили пелагическую зону по отсутствию моллюсковой фауны и широкое

распространение останков костей рыб и известковых водорослей- *coccolitoforidi*. Фактически в осадочных толщах Южного Каспия акчакылские темно-серые хорошо отмученные глины, которые характеризуются смектит-гидролюдистым минералогическим составом. В целом тектонический режим бассейнов обычно характеризуют много факторов; среди них немаловажную роль играет скорость седиментации осадков за единицу времени – акчакылские отложения принадлежать эпиконтинентальному типу бассейну. В таблице 3.1 иллюстрированы миоцен-плиоцен и антропогеновые бассейны, здесь скорость седиментации в акчакылском бассейне составлены 10 см за 1000 лет. По уточненным данным возраст развития акчакылского бассейна составляет $0.8 \cdot 10^6$ Ма лет. Несмотря на большое время существования акчакылского яруса скорость седиментации осадков в 10 раз меньше скорости накопления антропогеновых отложений и в 20 раз меньше скорости накопления продуктивной толщи. Эта информация внизу получает следующее пояснение. Прежде всего, акчакылский бассейн в пределах Южного Каспия и Восточного Азербайджана характеризовался слабым тектоническим режимом. А это обусловлено в пелагической зоне захватом большого пространства. В пелагической зоне накопление темно серых листоватых глин происходил в условиях полной декомпенсации. Именно по этой причине в пелагической зоне мощность тонкозернистых осадков незначительно за то она занимает

огромные пространство. Фактически в пелагической зоне мощность листоватых глин составляет 30-50 м-ов. Батиометрия, соленость и палеотемпературный режим хотя тесно связано с палеогеографической реконструкцией. Мы решили в этом разделе немного остановиться на некоторых пояснениях выше отмеченных вопросов, чтобы обеспечить полную характеристику, вернее, верхнеплиоценового эпиконтинентального бассейна. Некоторые его проблемы здесь найдут исчерпывающее пояснение.

В акчакыльском бассейне его батиметрическая характеристика реализована по результатам фациально-генетического анализа разрезов и одновременно была использована и детализована автором по остаткам фауны и флоры. Выше мы отметили, что акчакылские отложения на Абшернском полуострове и Абшеронском архипелаге представлены темносерыми листоватыми глинами. В этих глинах остатки моллюсков не были обнаружены, наоборот, они богаты остатками рыб и по данным С.В.Семененко (Семененко, 1984) эти глины обогащены планктонными водорослями - нанопланктон-*Disester brouweri* и различными известковистыми водорослями *Cocclitoforid-Coccolithu reloicus*, *Coccolithu leptopara*, *Sphenolitus abies* и др. Все эти известковистые водоросли проводят планктонную жизнь, и они в основном обитают в интранеритовой и пелагической зонах. Отсюда ясно, что темно серые листоватые глины акчакыла являются глубоководными образованиями.

В Южном Каспии и в Восточном Азербайджане в верхней части континентального шельфа и литорале (10-100 м) нашли широкое развитие моллюсков, фораминифер, остракод и Ovelit. В изолированных водоемах акчакылского бассейна широко распространены пресноводные моллюски из семейства *Union*, *Anadonta* и *Planorbis* (Караев, 1985). В Восточном и Центральном Азербайджане мы наряду с макротекстурным анализом широко использовали остатки пресноводных моллюсков, дабы доказать распространение в это время лагунно-заливных фаций.

В глубоководной части акчакылского бассейна, где осадконакопление происходил в декомпенсированной обстановке, для определения его глубоководности мы использовали эмпирическую формулу, предложенную академиком Н.М.Страховым (Страхов, 1960). В своих расчетах условно приняли, что глубина верхней части шельфа составляет 100 м. По известной формуле проведенные нами расчеты показали, что в пелагической части акчакылского бассейна его глубина составляет 900-1000 м. Однако если учесть седиментологически, а также по ряду геологических факторов в Западном борту Южного Каспия глубина абиссальной зоны приблизительно составил 1200-1500 м.

Соленость или гидрохимический режим акчакылского бассейна может быть определена при помощи ассоциации богатой моллюсковой фауны.

Выше было отмечено, что после большого перерыва между продуктивной толщи и акчакылом произошло

погружение огромной разноструктурной территории и началась знаменитая акчакылская трансгрессия. Вследствие этого между Большим и Малым Кавказом территории превратилось в акчакылский бассейн. В этом бассейне стали обитать специфические ассоциации моллюсков, рыб и известковых планктонных водорослей и остракод.

В свое время А.Б.Андрусов, Н.Б.Вассоевич и др. высказали, что в неогене на юге Русской платформы появились в длительное время солонотоводные морские бассейны своеобразной фауной и флорой. Естественно эта мысль также целиком относится к акчакылскому бассейну. Однако обитание в акчакылском бассейне специфической ассоциации моллюсков для неогеновых бассейнов носит индивидуальный характер. Тем не менее моллюсковая ассоциация акчакылского бассейна имеет некоторые сходства с таковыми Черной и Каспийской морями, вернее, она занимает промежуточное положение между соленостями этих морей. Соленость последнего оценивается нами в размере 14-15‰.

Температурный режим плиоценовых морей в западном борту Южного Каспия будут рассматриваться в разделе монографии «Палеогеографический модель плиоценовых бассейнов». Однако для полноты бассейнового анализа плиоценовых бассейнов Южного Каспия мы в этой главе дадим важные сведения о температуре акчакылского бассейна. Для определения температурного режима и климата акчакылского моря мы использовали полные

геохимические методы, чтобы получить информацию об относительной температуре. Для этого мы собрали раковины пять родов моллюсков и в них определили значение магнетиальности и содержание O^{18} в раковинах собранных моллюсков (см. таблицу 3.3.). Исходя из приведенных аналитических данных, можно утверждать что в мелководье акчакылского моря придонная температура морской воды менялся в интервале 13-14°C. Если эти цифры мы интерополируем во внешнюю среду и на сушу, тогда в летнее время температура окружающей суши составил 23-25°C. Эти данные очень хорошо увязывается с результатами палинологических и полифлористических исследований Ханым Джаббаровоу и Гехар Касимовой. В результатах палеоботанических исследований этих исследователей иглочатолнственные растения (пхита, сосна, лнственница) в аналитическом материале носил доминирующий характер. По результатам мы считаем, что температурный режим акчакылского моря Восточного Азербайджана была очень близка а температуре придонной воды современного Балтийского моря.

3.4. Новые данные о тектонических типах, палеоморфологии, батиометрии и климате плиоценовых бассейнов Южно-Каспийской впадины.

Плиоценовые бассейны Южно-Каспийской впадины (ЮКВ) по сей день не подвергались специальному бассейновому анализу, который в западных странах широко применяется для уточнения геологической

истории регионов, оценки нефтегазоносного потенциала во многих палеовпадинах мира.

Анализ плиоценовых бассейнов ЮКВ автором выполнен на базе теории плитной тектоники с использованием результатов седиментологических, сейсмостратиграфических исследований. Прежде всего, границы плиоценовых бассейнов ЮКВ определялись на основании фациально-генетического анализа разрезов плиоценовых отложений в пределах ореолов их распространения, а также по распределению их мощностей [Абдуллаев и др., 2010]. По результатам исследований нам удалось составить морфометрическую схему раннеплиоценового бассейна ЮКВ. Западная граница раннеплиоценового бассейна установлена по меридиану Агдаш-Мурадханлы (Азербайджан), а на востоке его граница уточнена по восточной окраине Западно-Туркменского прогиба (Туркменистан). На севере раннеплиоценовый бассейн ограничивается Аграханским, а на северо-востоке Казахским заливами, на юге он протягивается до Анзалинской впадины Исламской Республики Иран (рис.3.2). Кроме того, западная граница раннеплиоценового бассейна за счет воздействия складчатой системы Восточного и Юго-Восточного Кавказа, а на юго-востоке Талышской горной системы заметно усложнилась (рис.3.2). По восточном борту бассейна это усложнение было обеспечено древним Кара-Богаз- Гольским массивом.

В целом раннеплиоценовый бассейн ЮКВ приобрел

характерную для внутриконтинентального водоема овальную форму и, естественно, был отнесен к типу бассейна *Sensu stricto*. С другой стороны, наклон дна бассейна в сторону центральной части заметно возрастает, что еще раз подтверждает принадлежность его к *Sensu stricto* типу.

На последней стадии трансгрессии раннеплиоценового бассейна средняя его глубина не превышает 500 м и объем воды, по нашим расчетам, составляет не более $75 \times 10^3 \text{ км}^3$ - это фактически на $3 \times 10^3 \text{ км}^3$ больше, чем объем воды в современном Каспийском бассейне.

Поперечный профиль раннеплиоценового бассейна еще раз подтверждает наши прежние рассуждения. Климат прилегающей суши был субаридным, а в восточном направлении засушливость климата возрастала в пределах Западно-Туркменской впадины, и он становился пустынным и аридным.

Бассейновый анализ показал, что позднеплиоценовый бассейн как по морфологии данного рельефа, тектоническому режиму, так и по батиметрии, фациальной зональности, фаунистической характеристике, гидрохимическому типу и температурному режиму придонного слоя воды резко отличается от раннеплиоценового бассейна ЮКВ.

После завершения развития трансгрессии в раннеплиоценовом бассейне произошла крупная регрессия, началось его обмеление, расчленение. В конечном счете море покинуло территорию ЮКВ и в

прилежающих к нему регионах наступила в течение

1.1 Ма лет, континентальная стадия развития с крупным денудационным циклом.

На следующем этапе развития ЮКВ за счет погружения фундамента и рифтогенных процессов на огромной территории с различными тектоническими элементами наступило погружение, началась великая акчагыльская трансгрессия с проникновением океанических вод в ЮКВ и в прилегающие к ней регионы. В результате трансгрессии Палеочерное и Палеокаспийское моря объединились в единый бассейн.

Литературный материал показал, что акчагыльское море охватило также Дарданеллы и Босфор, соединилось с Эгейским морем, образовало Дарданеллский и Дакийские бассейны. Из-за огромного размера акчагыльского бассейна в пределах ЮКВ и прилежающих регионов не удалось определить форму и морфологию позднеплиоценового бассейна. Однако, начиная от Гянджа-Бассара, на расстоянии 1100 км до Западно-Туркменской впадины мы построили поперечный профиль акчагыльского бассейна (рис.3.3). Позднеплиоценовый бассейн обладал более широким континентальным шельфом, слабо выраженным континентальным склоном и обширной пелагической зоной. Несмотря на огромный размер акчагыльского бассейна в пелагеле, его глубина не превышала 1200-1500 м. На основании бассейнового анализа мы определили седиментолого-тектонический тип поздне-плиоценового

бассейна как эпиконтинентальный, открытый бассейн. Здесь депоцентр акчагыльского бассейна еще больше, примерно на 400 км, переместился на запад и находился в пределах меридиана Нафталана, Гянджа-Боздаг-Годжасен. Такое взаимоотношение депоцентра и топографической оси характерно для плиоцен-антропогеновых бассейнов ЮКБ. В позднеплиоценовом бассейне уклон дна в сторону центра выражен очень слабо. Этот бассейн по развитию специфической моллюсковой, фораминиферовой фауны резко отличается от позднемиоценовых и раннеплиоценовых бассейнов. Все это свидетельствует о специфических тектонических, гидродинамических, термических и гидрохимических условиях позднеплиоценового бассейна ЮКБ.

Батиметрия позднеплиоценового бассейна была определена по распространению остатков беспозвоночных, распределению известковых водорослей и по рыбным остаткам.

На заключительной стадии развития поздно плиоценового бассейна произошло его обмеление, опреснение, расчленение на лагуны и заливы. Подобный вывод был сделан с помощью специальной ассоциации пресноводных моллюсков и по появлению в разрезах известняков, ракушняков которые чередуются с различными типами грубозернистых, коллювиальных и субконтинентальных отложений.

В позднеплиоценовом бассейне ЮКВ депоцентр совсем не совпадает с его топографической осью. Фактически депоцентр этого бассейна отошел от топографической оси на 400 км в западном направлении и локализован на южном борту Аджиноурской впадины (г. Дуздаг, Воздаг Годжасеи). Позднеплиоценовый бассейн характеризуется более обширным континентальным шельфом, слабовыраженным континентальным склоном и обширной пелагической зоной, где в отличие от раннеплиоценового бассейна ее глубина не превышала 1200-1500 м, что доказывается распространением в темно-серых глинах Апшеронского и Бакинского архипелагов остатков рыб с отсутствием моллюсков и наличием известковых водорослей, нанопланктон, овелитов и *socolitoformid*.

По результатам определения Ca/Mg индекса и содержания O^{18} в раковинах моллюсков установлена придонная температура позднеплиоценового бассейна, которая колеблется в пределах 13-14°C (таблица 3.5). Исходя из этих данных допускается, что позднеплиоценовое время в летний сезон температура окружающей бассейн суши была 21 - 22°C. На этом основании мы сравниваем климат акчагыльского бассейна ЮКВ с таковым современного Балтийского моря. По нашим палеотемпературным исследованиям можно сделать следующий важный вывод. В раннеплиоценовое время ЮКВ находилась в зоне

аридного литогенеза, а верхнеплиоценовый бассейн - в зоне гумидного литогенеза.

По ассоциации моллюсковой и фораминиферовой фауны позднеплиоценовый бассейн относится к солоноватоводному гидрохимическому типу и занимает промежуточное положение между современными Черным и Каспийским морями. Его палеосоленость определяется в пределах 14-15‰.

Таким образом, на основании бассейнового анализа был определен позднеплиоценовый бассейн ЮКВ как эпиконтинентальный бассейн открытого типа с обширным континентальным шельфом и пелагической зоной с пассивным тектоническим режимом и низкой скоростью осадконакопления. Бассейн был солоноватоводным, со значением палеосолености 14-15‰ и температурой придонной воды 13-14°C. Осадконакопление в этом бассейне принадлежит к гумидному литогенезу.

Под давлением вертикальных движений формировались горные системы Малого и Большого Кавказа, Талыша и Копетдага и благодаря растяжению и опусканию образовались такие амагматические прогибы, как Нижнекуринский, Южно-Каспийский, Западно-Туркменский, Нахичеванский, Приараксинский и т. д.

Начавшиеся в раннем миоцене на фундаменте крипторифтогенные процессы циклически продолжаются по сей день. Об этом свидетельствуют большая скорость осадконакопления и формирование крупных мощностей в

позднем миоцене, раннем плиоцене, плейстоцене и голоцене Южно-Каспийской впадины.

Рифтоген-грабеновый характер ЮКВ доказывается по ряду результатов седиментологических и сейсмостратиграфических исследований [Халифа-заде, 2007; Халифа-заде и др., 2018]:

- прежде всего, большая скорость седиментации 250-300 см/1000 лет и формирование больших мощностей за 1.9×10^6 лет <5000 м;

- наличие оползневых текстур в пределах фаций авандельты и подводной части дельты, а также распространение в пелагических глинах песчано-турбидитных систем;

- большое значение отношения территории областей денудации к области аккумуляции $V/L=2,5-2,8$.

Наличие известковистых водорослей *Cocolitoforid* и бледно-зеленых пластинок глауконита в глинах, в цементном веществе алевролитов и песчаников также доказывает глубокий грабеновый характер ЮКВ. Сравнительно узкий шельф, более крутой континентальный склон и обширная абиссальная зона с ориентировочной глубиной 1 800-2000 м свидетельствуют в пользу рифтоген-грабенового типа бассейна.

Значение солености из-за отсутствия остатков беспозвоночных определить трудно. Однако по седиментологическим критериям нам удалось установить низкую соленость раннеплиоценового бассейна, который относится к закрытым бассейнам.

Тем не менее в условиях засушливого климата в полулагунах, заливах, мелких подводных впадинах ввиду затруднительного обмена и интенсивного испарения соленость водоема достигала 50-60 ‰ и сопровождалась выпадением гипса и образованием магнезиальных гидросиликатов.

Таблица 3.3

Определение температуры придонной воды плиоцен-антропогенных бассейнов по Ca/Mg индексу в раковинах моллюсков и фрагментально по данным изотопной палеотермометрии.

№ проб	Название ряда моллюсков	количество проб	Количество во видовых единиц	Количество элементов %		среднее значени е Ca/Mg индекса	температура придонной воды по Ca/Mg индексу	количеств о O ₁₈ в ‰	по значению изотопной термометрии и придонной воды
				Ca	Mg				
1	Cardium	19	3	магнезиальность в раковинах моллюсков акчакыла					- - - - - +14±05
2	Avimactra	16	4	37.036	0.165	222.3	+12	-	
3	Clessiniola	2	2	36.739	0.167	222.89	+13	-	
4	Avicarcium	1	1	36.327	0.172	212.6	+13.50	-	
5	Rostiiform	1	1	36.260	0.184	196.86	+14.50	-	
6	Anodonta	1	1	37.121	0.171	217.1	+13.30	-	
6	Potamides	6	4	36.980	0.174	231.59	+11.30	1.45	
				магнезиальность в раковинах абшеронских моллюсках					
1	Dreissinisa	15	6	38.210	0.247	166.75	+16	-	- 19.7±05
2	Monodacna	2	2	37.050	0.208	181.1	+17	-	
3	Abscheronia	4	2	37.890	0.220	190.8	+18	0.85	
4	Didacna	2	2	36.190	0.198	182.11	+16	-	
				магнезиальность в раковинах Хазарских моллюсках					
1	Dreissinsia	5	2	36.800	0.310	126.4	+19	1.3	16±05
2	Didacna	3	3	36.700	0.290	151.06	+17	-	
				магнезиальность в раковинах Хвалынских моллюсках					

1	Dreissinsia	10	3	36.988	0.462	98.36	+21.30	-	-
2	Carbicula	5	17	37.200	0.467	90.9	+22	-	-
3	Didacna	8	2	36.854	0.381	116.87	+20	-	-

Допускаем, что в области Туркменского сектора соленость раннеплиоценового бассейна за счет более засушливого пустынного климата имела более высокое значение 80-100 ‰, о чем свидетельствует совместное распространение прослоев и пластов гипса и ангидрита в красноцветной толще.

Климат раннеплиоценового бассейна также был определен с помощью седиментологических критериев. Наличие красной и красновато-бурой окраски раннеплиоценовых отложений с прослоями и линзами, конкрециями гипса указывает на засушливость климата.

3.5. Эвапориты в сураханской свите продуктивной толщи и их генетическая интерпретация

Литературные данные и наши тридцатилетние исследования доказывают, что продуктивный бассейн является внутриконтинентальным и его отложения принадлежать аридному и субаридному литогенезу. Утверждения некоторых исследователей о том, что отложения продуктивной толщи образовались в субтропических условиях, либо же отложения нижнего отдела формировались в аридных, и в верхний отдел ПТ в гумидных условиях, либо же формирование продуктивной толщи происходило в условиях чередования аридного и гумидного климата не соответствует действительности и является искаженной, предвзяточно толкования реальных фактов. Анализ литературных данных за последние 30 лет показал, что нижний плиоценовые бассейны в зоне Альпийско-гималайского орогенеза, представляют собой аридными водоемами. Это доказано проведением

исследования Иссык-Кульской котловины Ферганской долины Средней Азии, в Восточном Анадоле и по проекту проведенные глубоководные бурения в Средиземном бассейне доказали, что нижний плиоцен представлен соленосными отложениями. После этого на основании фрагментально полиноλογических и флористических данных можно ли утверждать о том, что пестроцветная продуктивная толща западного и красноцветная толща восточного борта образовались в субтропических условиях, либо же в условиях чередования аридного и гумидного климата. Такое толкование далеко от реальных геологических процессов, происходящих в раннем плиоцене, Южного Каспия и в прилегающих к нему регионах.

На основании анализа литературных данных и наших собственных исследований аридная климатическая зона в раннем плиоцене занимает огромную территории в высоких широтах. Поэтому, мы однозначно утверждаем, что в Западном Туркменистане и Западно-Туркменской впадине и на восточном борту Южного Каспия, так называемая красноцветная толща образовалась в засушливых, пустынных условиях. Об этом свидетельствуют красноцветность отложений, которые очень богаты прослоями гипса, ангидрита, а также высокие содержание карбоната-кальция и окисей и гидроокисей железа. Следует заметить, что образование доломита во внутриконтинентальных водоемах противоречит теории континентального галогенеза. Поскольку

внутриконтинентальные водоемы очень бедны магнием и кальцием. В данном случае доломит в красноцветной толще вероятно образовался на стадии диагенеза (Халифа-заде и др., 2018). Кроме того, некоторыми исследователями (Пашалы, Хеиров, 1999) известняковые пласты красноцветной толщи ошибочно без проведения специального анализа принимался за доломит.

В отличие от красноцветной толщи первые признаки галогенеза в продуктивной толще обнаружены автором в районе горы Бабазанан. Правда, А.Г.Алиев (Алиев, 2011) и Н.Г.Коссовская (Коссовская, 1954) в тяжелой фракции обломочных пород обнаружили пластинки и кристаллы ангидрита. Кроме того, А.Г.Коссовская в разрезах Сумгаит и Джорат в строении кирмакинской свиты и в разрезах Западного Азербайджана обнаружила многочисленные пластинки и линзы гипса.



Рис. 3.4

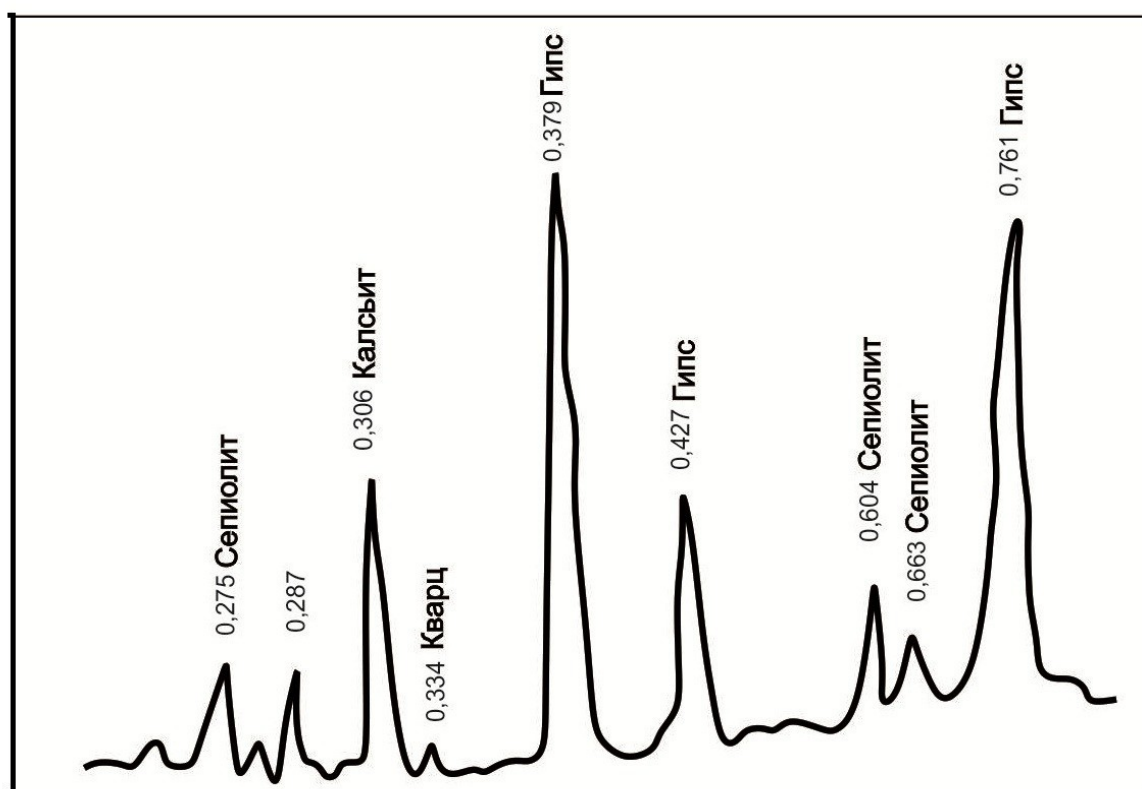


Рис.3.5. Дифрактограмма гипсовых слойков и строение галогенной толщи сураханской свиты в пределах разреза Бабазанан в Нижне-Куринской впадине

Мы впервые мощную гипсоносную пестроцветную толщу обнаружили в строении сураханской свиты (рис.3.4.,3.6). Здесь фактически гипсаносная толща предоставлена чередованием бурых прослоев глин с тонкими прослоями гипса. Гипсовые слои загрязнены глинистыми частицами и окислами, гидроокислами железа. Чистые гипсовые слои без примесей глинистых и других галогенных минералов в гипсоносной толще отсутствуют.

В Бабазананском разрезе верхняя часть сураханской свиты явно размыта акчакыльской трансгрессией (рис.3.6). В этом разрезе продуктивной толщи глубина размыва достигает несколько сотен метров. Из-за отсутствия руководящей фауны достоверно определить глубину размыва не представляется возможным. А что касается достоверности выше лежащих акчакылских глин они в отличии от глин продуктивной толщи окрашены темно-серыми цветами за счет обогащения их органическим веществом. Кроме того в акчакылских глинах мы обнаружили остатки моллюсков *Cordium dombra* и *Potomites caspius*, которые однозначно подтверждают их акчакыльский возраст.

Отобранные пробы из гипсоносных слоев нами были изучены микроскопическим и рентгендифрактометрическим методами. Пробы гипса представлены гипсом с примесью монтмориллонита, кварца и кальцита. Однако как нами было установлено, они находятся на стадии протокатагенеза, где гипсовые слои

должны были превратиться в ангидрит. Однако в Бабазананской гипсоносной толще ангидрит не был обнаружен, хотя в других разрезах в тяжелой фракции песчаников он был установлен. Ангидрит широко распространен и в красноцветной толще (Пашалы, Хеиров, 1978). На западном борту Южного Каспия мы в составе гипсовых слоев установили 10-15% примесей сепиолита, который образуется в карбонатной и частично в сульфатной стадиях галогенеза, а на примере Бабазананской гипсоносной толщи этот вывод еще раз находит свое подтверждение.

Наличие магнезиальных силикатов в более древних глинах ПТ НижнеКуринской впадины была отмечена А.Г.Коссовской. по электромикроскопическим снимкам коллоидной фракции и по результатам химического анализа тонких фракции глин, где содержание MgO превышает 40%. Нужно заметить, что в сураханский век за счет ослабления тектонической напряженности продуктивный бассейн стал обмелеть и распадаться на лагуны, заливы и мелкие озера. И в это время засушливость климата сохранилась полностью. При этом в замкнутых лагунах в сохранившегося субаридного климата из-за усиления испарения в летнее время года произошло выпадение сульфатных солей с примесью сепиолита. А зимнее время по поступлению большое количество пресней воды и ослабление испарения галогенез прекратился и осаждались бурые глины – циклические чередование бурых глин с прослоями гипса ясно указывает, что галогенез в его

начальной стадии завершился. Отсутствие в парагенезисе галогенеза и других сульфатных солей, натрия и калия явно указывают, что здесь произошел континентальный галогенез, который остановился в начальной сульфатной стадии солености лагунов 1,5-1,7‰. По гидрохимическому составу они явились Са-Mg-выми сульфатными лагунами. С другой стороны, отсутствие в парагенезисе таких галогенных минералов как галит, сильвин, карналлит и доломит еще раз подтверждает континентальный характер галогенеза в лагунах и мелких озерах и их гидрохимический тип соответствует сульфатному кальцит-магнезиальному типу водоемов. Именно, в этих водоемах в зимнее время за счет ослабления испарения наблюдаемый начальный галогенез полностью прекратился и началась осадки бурых глин. Наличие сепиолита в гипсоносной толще свидетельствует о том, что галогенез находился в начальной стадии. Отсутствие доломита и калиевых хлоридных соединений обусловлено тем, что галогенез продуктивного бассейна является не морским, а озерным, континентальным (рис. 3.7).

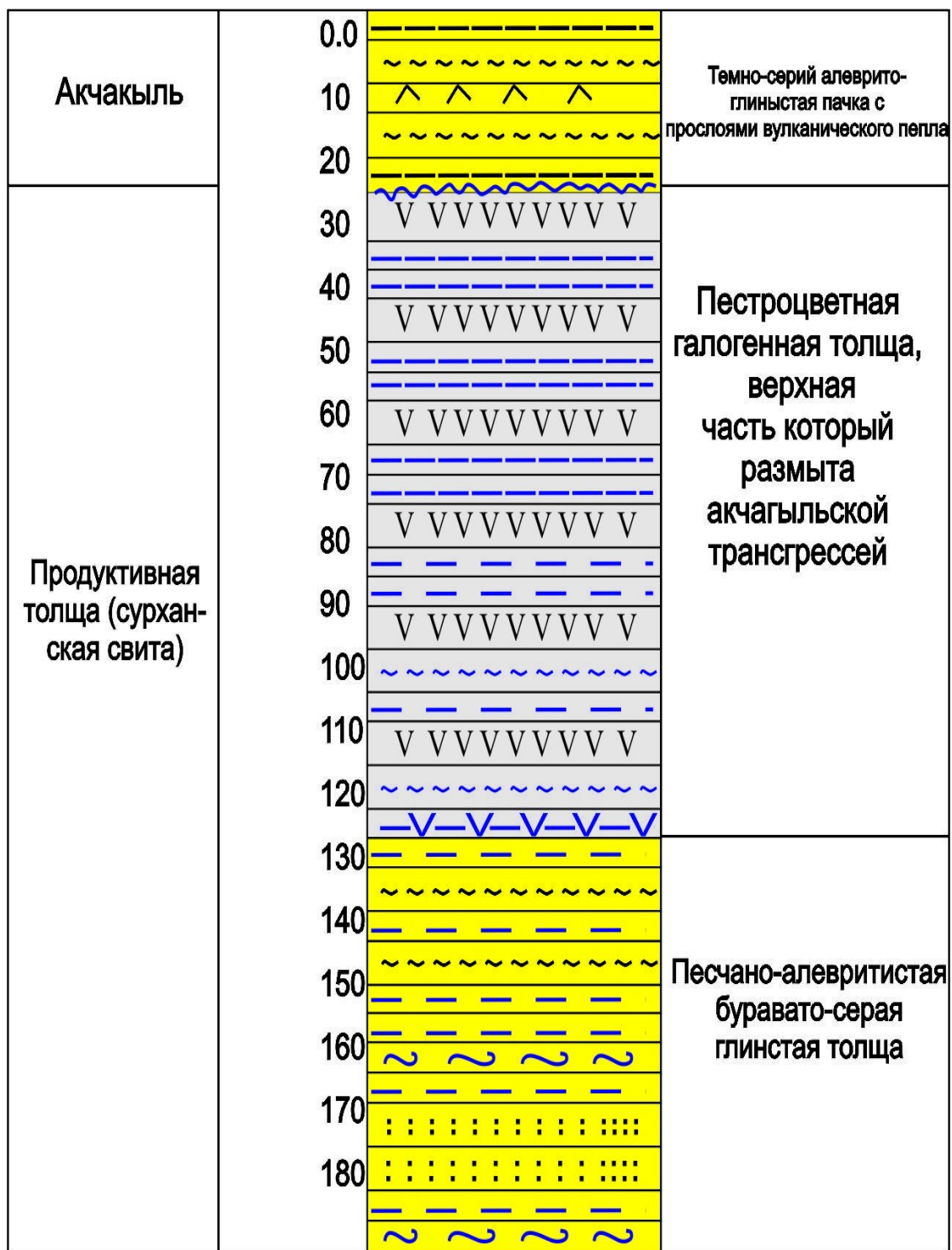


Рис.3.6. Фрагмент разреза продуктивной толщи с выделением галогенных слоев в Нижне-Куринской впадине

Обнаружение сульфатного галогенеза в отложениях сураханской свиты фактически открывает новую страницу в

истории геологической развитии региона в раннеплиоценовое время. В целом преимущественно глинистый состав сураханской свиты обычно наводит на мысль о максимуме трансгрессии. А фактически выявление раннеплиоценового галогенеза свидетельствует совершенно о другой ситуации, именно о региональной регрессии раннеплиоценового бассейна. Именно в сураханский век региональная трансгрессия продуктивного бассейна полностью прекратилась. Началась по всему Южному Каспию и Восточному Азербайджану региональная регрессия, что ясно подтверждается наличием озерного галогенеза, широким распространением пресноводных пелеципод и гастропод, обнаружением следов шакалов и волков в прибрежных глинах сураханской свиты. В это время в лагунах и мелких озерах произошёл начальный сульфатный галогенез (рис. 3.4., 3.5). Однако, следует заметить, что в сураханское время сульфатный галогенез возник не везде, лишь в отдельных изолированных лагунах и озерах. Поэтому мы галогенез обнаруживаем в виде лагун в районах Бабазанан, Кяниздаг и Булла дениз, что свидетельствует о его широком распространении в этих изолированных мелких водоемах. А в Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге распространение акчакылской толщи никак не было установлено.

На западе Азербайджана сураханская свита в сокращенном объеме 200-250 м встречается в бассейнах р.р.Ахсучай, Гирдыманчай и Гекчай, в которых разрезы

представлены плохосортированными аллювиальными и пролювиальными отложениями. Здесь также встречается линзы и скопление пластинок гипса, связанные с аридным климатом. Однако они не имеют ничего общего со сульфатным галогенезом восточных районов.

Еще один важный момент следует заметить, что по данным Д.Гроувса между акчакылом и продуктивной толщей существовал перерыв в объеме 1.1 Ма лет. За это время была длительная денудация в засушливых континентальных условиях. Затем знаменитая акчакылская трансгрессия интенсивно размыло верхнюю часть сураханской свиты. Поэтому возможно за счёт акчакылской трансгрессии во многих местах Абшеронского архипелага и прилегающих к нему районах глинистая толща сураханской свиты была размыта, так как в разрезах глубоких скважинах эта толща не улавливается.

3.6. О новой находке маггемита в продуктовой толще

Нижне-Куринской впадины

Известно, что маггемит ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) является оксидом железа и образуется в результате окисления магнетита и гематита, а также в зоне окисления сульфидных месторождений. Этот минерал широко распространен в зонах окисления железных и других сульфидных руд. Кроме того маггемит встречается в бокситах и латеритах.

Минерал впервые был обнаружен в продуктивной толще в районе горы Бабазанан в хорошо отсортированных баровых песчаниках. Именно в этих песчаниках установлены три слоя с толщиной 3-5 мм магнетитового

песка (рис. 3.9). Более того в этой пачке полимиктовые мелкозернистые песчаники сильно обогащены зернами маггемита.

Следует заметить, что этот разрез в свое время была изучена А.Г.Коссовской, которая установила высокие содержания (15-18%) магнетита в песчано-алевролитовых фракциях обломочных пород. В Ленкоранском побережьи современного Южного Каспия в пляжных песках обнаружена залежь магнетитовых песков. Установленные нами в Бабазананском разрезе в баровых песчаниках три прослой магнетита имеет сходные условия образования с магнетитовыми песками Ленкоранского побережья современного Каспия.

По данным С.Н.Бенеславский (Бенеславский, 1960) и Д.Н.Бардоши (Бардоши, 1981) маггемит обнаружен в составе современных латеритов и неогеновых бокситов. В палеогеновых бокситах маггемит встречается спорадически, а в мезозойских бокситах этот минерал абсолютно не был установлен, ибо в условиях протокатагенеза из-за высокого РТ маггемит обратно трансформируется в гематит и магнетит. Фактически маггемит является метостабильным минералом окисного железа. По мнению С.И.Бенеславского маггемит в первичных черных бобовых бокситах не был обнаружен. В этих бокситах встречается только гематит.

Мы из баровых песчаников балаханской свиты в большем количестве магнетитов отделили магнитную сепарацию именно в этой части продуктивного бассейна

благодаря титанической волновой сортирующей деятельности моря образовалось скопления магнетитовых песков. Допускаем, что в данном случае источником магнетитовых песков являются эоцен-плиоценовые вулканиты основного и среднего состава, которые транспортировалась в продуктивный бассейн, благодаря течению палеокуры и палеоаракса. В настоящее время на севере-восточных отрогах Малого Кавказа и Талыша нашли широкое распространение палеогеновые и меловые вулканиты андезит-базальтового и базальтового состава.

Денудация палеоген-меловых вулканитов северо-восточной части Малого Кавказа и Талыша палеореками Кура и Аракса был доказано В.Д.Шутовым и Ч.М.Халифазаде, по широкому распространению обломков эффузивов и основных плагиоклазов в обломочных породах ПТ Нижне Куринской впадины.

В баровых песчаниках балаханской свиты ЮКБ образование маггемита, видно связано с диагенетическими процессами. Допускаем, что окисление магнетита и превращение его в маггемит произошел в раннем диагенезе. Этому благоприятствовал аридные климатические условия и отсутствие органического вещества в продуктивной толще. В этих благоприятных условиях в окислении магнетита в пористых песчаниках за счет свободного и связанного кислорода циркулирующих в осадках. Нет сомнения, что в окислении магнетита активную роль сыграли кислородные подземные воды,

циркулирующие в баровых песчаниках на стадии раннего диагенеза.

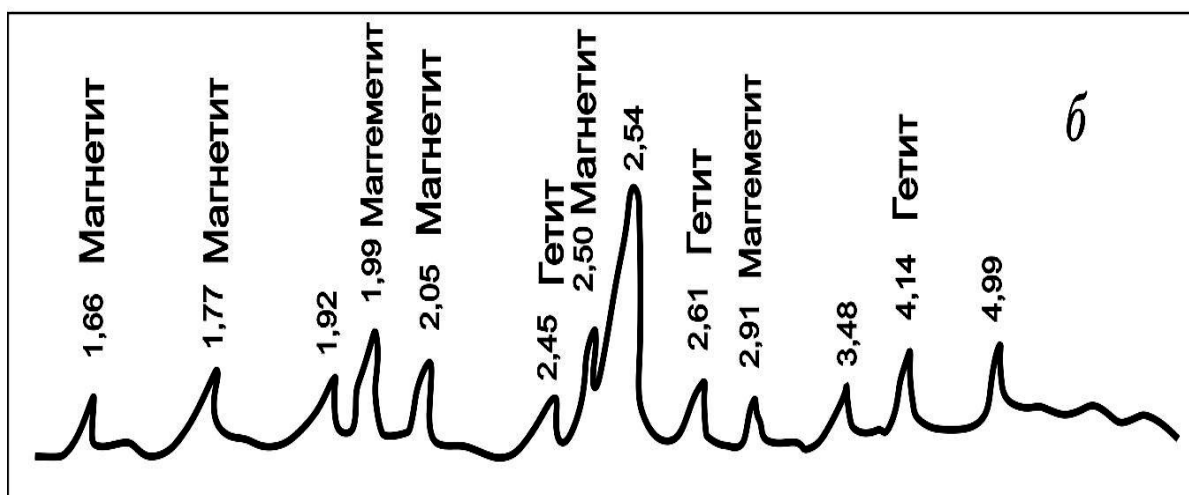
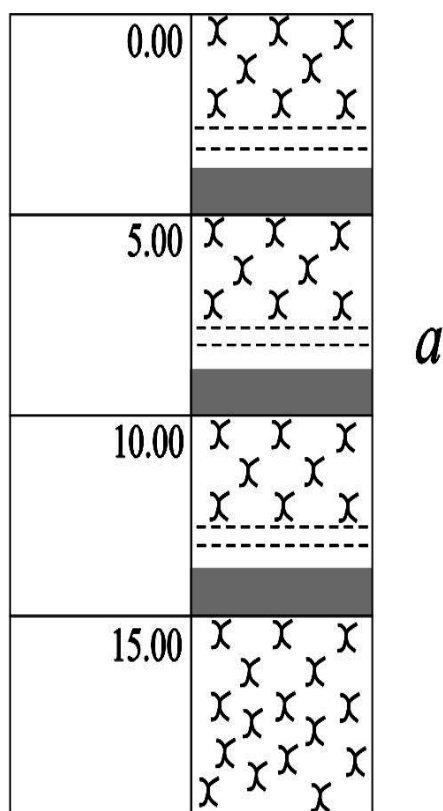


Рис. 3.7. а) В разрезе Бабазанан фрагментальное строение песчаной пачки балаханской свиты, богаты магнетитовыми прослойками;

б) Дифрактограммы магнетитовой сепарации.

По другой концепции мы допускаем, что в период постплиоцен-антропогенного тектогенеза продуктивная толща, испытавший диагенез выходила на дневную поверхность и окисление магнетита и превращение в маггемит произошли в двух стадиях, с начала в результате интенсивного окисления магнетита за счет свободного кислорода (O_2) образовалась псевдоморфоза магнетита по маггемиту, а в последующей стадии окислительного процесса псевдоморфоза в зоне гипергенеза полностью превращалась в маггемит. В данном случае обе концепции жизнеспособны по логическому толкованию минувших окислительных процессов.

После этого из магнетитовой сепарации приготовили пробы для рентгенодифрактометрического анализа и из них подготовили аншлифы для изучения метаморфоза маггемита по зернам и кристаллам магнетита. Кроме того, изучили формы выделения и нахождения маггемита, а также разобрались его кристалломорфологической формой.

Минералогический анализ аншлифа показал, что маггемит интенсивно замещает магнетит и зачастую по магнетиту образуется псевдометаморфоза. В аншлифах маггемит имеет густой бурый цвет среди магнетитовых зерен. Здесь маггемит проявляется как покров и мантия по магнетиту. Кроме того, магнетит в аншлифах металлическим блеском отличается от маггемита. Магнетит по сравнению с маггемитом имеет ясно выраженную кристалломорфологическую форму и проявляется в виде октаэдров и пентагон додекаэдров.

В аншлифах количественные соотношения маггемита и магнетита в следующем: 50-55% магнетит и 30-45% маггемит. Примерно 10-15% пробы составляют пирит и другие рудные минералы. В результате рентгенодифрактометрического анализа выяснилось, что маггемит составляет основную массу руд (рис.3.8). Это доказывается на дифрактограмме диагностическим рефлексом магнетита $254\text{\AA}$. Кроме того в магнетитовой пробе наличие маггемита подтверждается его характерными рефлексами $dhkl$ 2, 93, 250, 2,08, $1,65\text{\AA}$ (рис. 3.7). Кроме того, в пробе установлены характерные слабые рефлексы гетита - $4\cdot13$, $2,64$ и $259\text{\AA}$. На аншлифах взаимоотношение маггемита и магнетита иллюстрированы на рис. 3.8. Здесь форма зерен маггемита по отношению к основной массе носит ксеноморфный характер.

**Рис. 3.8. На аншлифах показано развитие
маггемита по магнетиту**

В баровых песчаниках примерно в XII горизонте ПК, в коротком интервале накопления, можно сказать, рудную концентрацию магнетита, косвенно доказывает его образование в литоральной зоне продуктивного бассейна.

3.7. Песчано-турбидитные системы в продуктивной толще западного борта Южного Каспия

В наших предыдущих работах были рассмотрены результаты изучения макротекстуры в породах полевых разрезов продуктивной толщи (Кирмакинская, Ясамалинская долины и Сулу-тепе), а также в керновых материалах глубоких скважин. Кроме того, вслед за П.З. Мамедовым установили во временных разрезах МОГТ бугристые, косослоистые клиноформы с учетом наших исследований о широком распространении светлозеленых пластинок глауконита в песчаных коллекторах месторождений Чираг, Азери, Кяпаз. Допускаем, что раннеплиоценовый бассейн является глубоководным. Это подтверждается наличием в разрезах ПТ, песчано-алевролитовых пачек с градационной слоистостью и подводнооползневой текстурой.

Все эти данные в свою очередь позволяют сделать вывод о том, что в глубоководной раннеплиоценовом бассейне имело место широкое распространение песчаных турбидитных систем [Мамедов, 1991; Халифа-заде, 2004].

Образование и распространение в продуктивной толще ЮКВ песчано-турбидитных систем нами доказывается следующими фактами: прежде всего следует отметить наличие в разрезах ПТ пластов и пачек средне-мелкозернистых песчаников с градационной слоистостой текстурой. В этих песчаниках наблюдается ритмическая сортировка обломочного материала (постепенное уменьшения среднего размера зерен от подошвы к крови

песчаных слоев). Наблюдается в основании песчано-алевролитовых пачек гравелита, которые со следами размыва залегают на глинистые пачки.

Обычно такая ритмичная сортирована обломочного материала наблюдается в двух генетических типах песчаных пород - в аллювиальных песчано-алевролитовых пачках и глубоководных турбидитных песчаных системах. Для первых характерно резковыраженная крупная косая слоистость с ритмической сортировкой обломочного материала в косых сериях. А для второго генетического типа песчаников характерна горизонтальная градационная слоистость с ритмической сортировкой обломочного материала в горизонтально вытянутых слойках. Здесь цементирующее вещество в песчаниках состоит из карбоната кальция и глинистых частиц, чего нельзя, сказать для косослоистых аллювиальных песчаников, где карбонатный цемент в песчаниках почти отсутствуют. При прослеживании по простиранию этих песчаников их генетическая сущность легко раскрывается: первый тип замещается другими типами флювиальных фаций пород, а второй тип как всегда, замещается различными морскими неритовыми отложениями, что как раз мы наблюдаем в разрезах ПТ Азербайджанского сектора Южного Каспия.

Второй важный факт, свидетельствующий о наличии турбидитных песчаных систем в ПТ ЮКВ, является парагенезис маломощных конгломератовых слоев с турбидитными песчаниками (рис. 3.9).

Конгломераты с мощностью 0,3-0,5 м, состоящие из неокатанных обломков различных пород (рис.3.9). Мы допускаем, что конгломератовые слои, скорее всего, принадлежат к склоновым отложениям. Кроме того песчано-турбидитные тела неплохо выделяются во временных разрезах МОГТ (рис.3.10). Во временных разрезах по простиранию сейсмических профилей они выделяются по холмистому и бугристому морфологии клиноформов нижнеплиоценовых отложений (рис.3.10).

В последнее время нами были приобретены более интересные данные, которые прямо и косвенно подтверждают глубоководность раннеплиоценового бассейна и о наличии в нем благоприятных условий образования турбидитных песчаных систем. Эти, прежде всего, новые данные об абсолютном возрасте отдельных свит продуктивной толщи, а также подстилающих и вышележащих ее отложений (табл.3.1). Эти данные иллюстрированы в таблице 3.1 по материалам Д.Гроувуса с дополнением автора.

В таблице 3.1 даны не только возраст и продолжительность отдельных стратиграфических подразделений плиоцена и антропогена, но продолжительность перерывов и несогласий между понтом и продуктивной толщей, перерыв между нижним и верхним отделами продуктивной толщи, а также между продуктивной толщей и акчакылом. Перерывы и несогласия прослеживаются с помощью сейсмических горизонтов (СГ-I, СГ-II, СГ-III).

По Д.Гроувусу возраст продуктивной толщи, составляет $1,9 \cdot 10^6$ Ма лет. Как ясно из таблицы 3.1 для продуктивной толщи мы брали средний абсолютный возраст 1.9 Ма лет. Из таблицы 3.1 ясно, что на образование отложений верхнего отдела ПТ затрачено в 3 раза больше времени, что составляет 1,45 Ма лет. В литературе отмечаются другие данные о продолжительности продуктивного толщи. Так например, по данным А.В.Мамедова [Мамедов], которые на основании палеомагнитной корреляции продолжительность образования продуктивной толщи определяет 2,3 Ма лет. П.З.Мамедов используя палеомагнитные данные и других региональных сопоставлении определяет продолжительность образования продуктивной толщи 2,0-2,5 Ма лет.

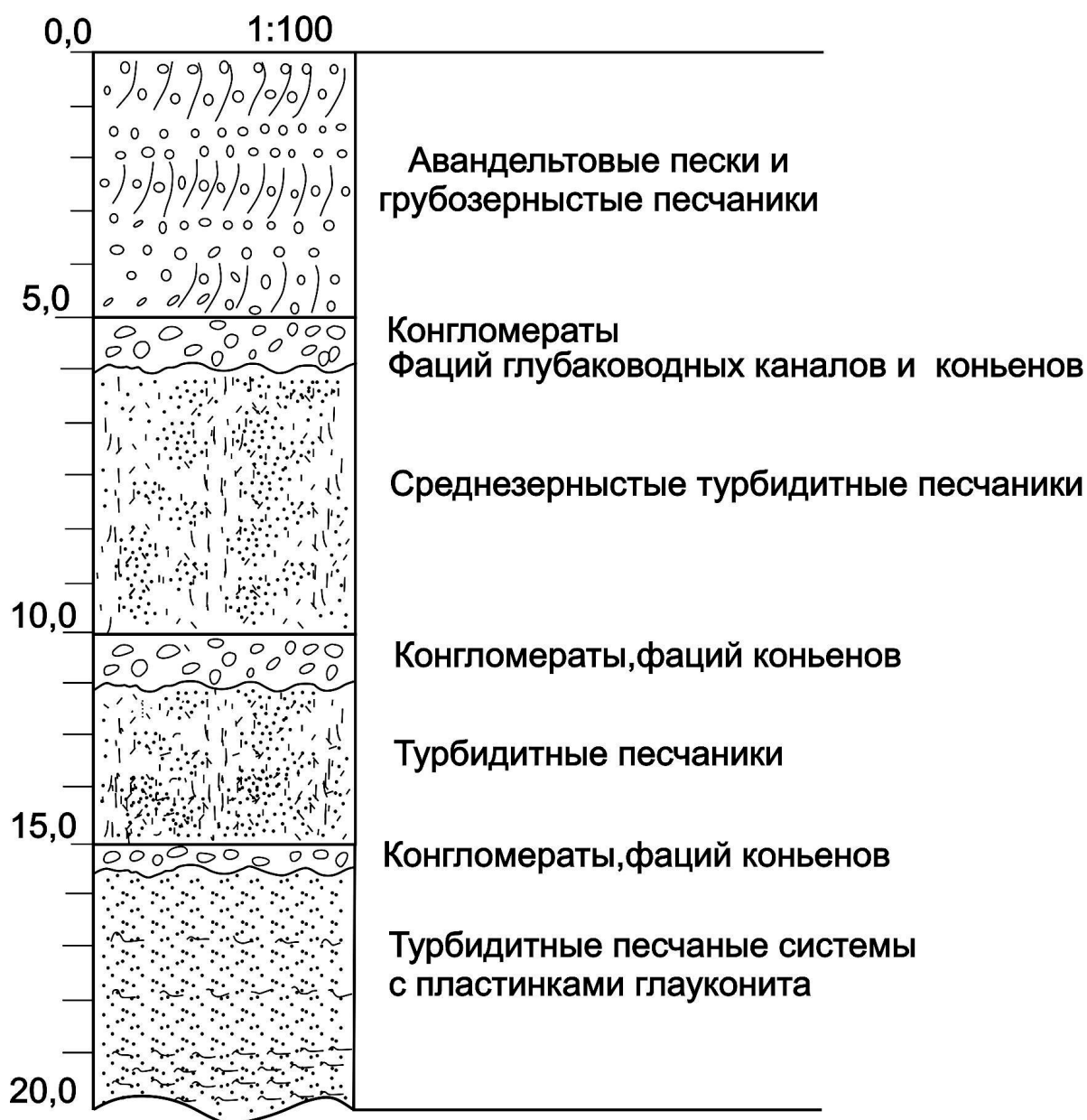


**Рис. 3.9. Фрагментальный разрез
баланханской свиты нефтегазового месторождения
Чирак, СКВ № 1.**

Мы предпочтение даем данным Д. Гроувуса, поскольку они были получено К-Аг-ым и другими более точными радиоактивными методами. Безусловно здесь достоверность больше, чем результаты региональных палеомагнитовых сопоставлений и корреляций. По данным

Гроувуса на рубеже ПТ и акчакыла существует значительный перерыв ($>1 \cdot 10^6$ лет), что имеет важное значение для уточнения плиоценово-антропогенового структурного этажа и геологического развития ЮКВ. Мы используя новые данные об абсолютных возрастах стратиграфических подразделений плиоцена - антропогена, а также более древних подразделений определили скорость седиментации в мезокайназойских отложениях Восточного Азербайджана (табл. 3.2).

При определении скоростей седиментации в древних мезозойских и палеогеновых бассейнах нами не были учтены коэффициент уплотнения осадков в последствие продолжительности геологического времени, а также влияние диагенеза, катагенеза и регионального метаморфизма на первичные осадки. Хотя мы понимаем, что в результате стадий литогенеза и регионального метаморфизма первичная мощность стратиграфических единиц может быть редуцирована до 40-50%. Из таблицы 3.2. ясно, что в истории мезокайназойских бассейнов Азербайджана наибольшая скорость седиментации осадков падает на долю продуктивного бассейна, где скорость седиментации осадков составляет 200-290 см/1000 лет. Это ничто, иное по выражений А.П. Лицицина является ярким примером лавинной седиментации в древних водоемах. В современном рельефе подобная скорость седиментации осадков отмечено в дельте р.Нил, Бенгальском и Мексиканском заливах.

Все это свидетельствует об особых физико-

географических и тектонических условиях седиментации раннеплиоценового бассейна. Мы недавно изучили керновой материал балаханской свиты (скв.1 месторождения Чыраг) представляющей собой глинисто - песчаная толщей генетически состоящей из чередования разнотипных песчано- алевролитовых пород авандельты, подводной часть дельты, склоновых отложений и песчано-турбидитных систем (рис.3.10).

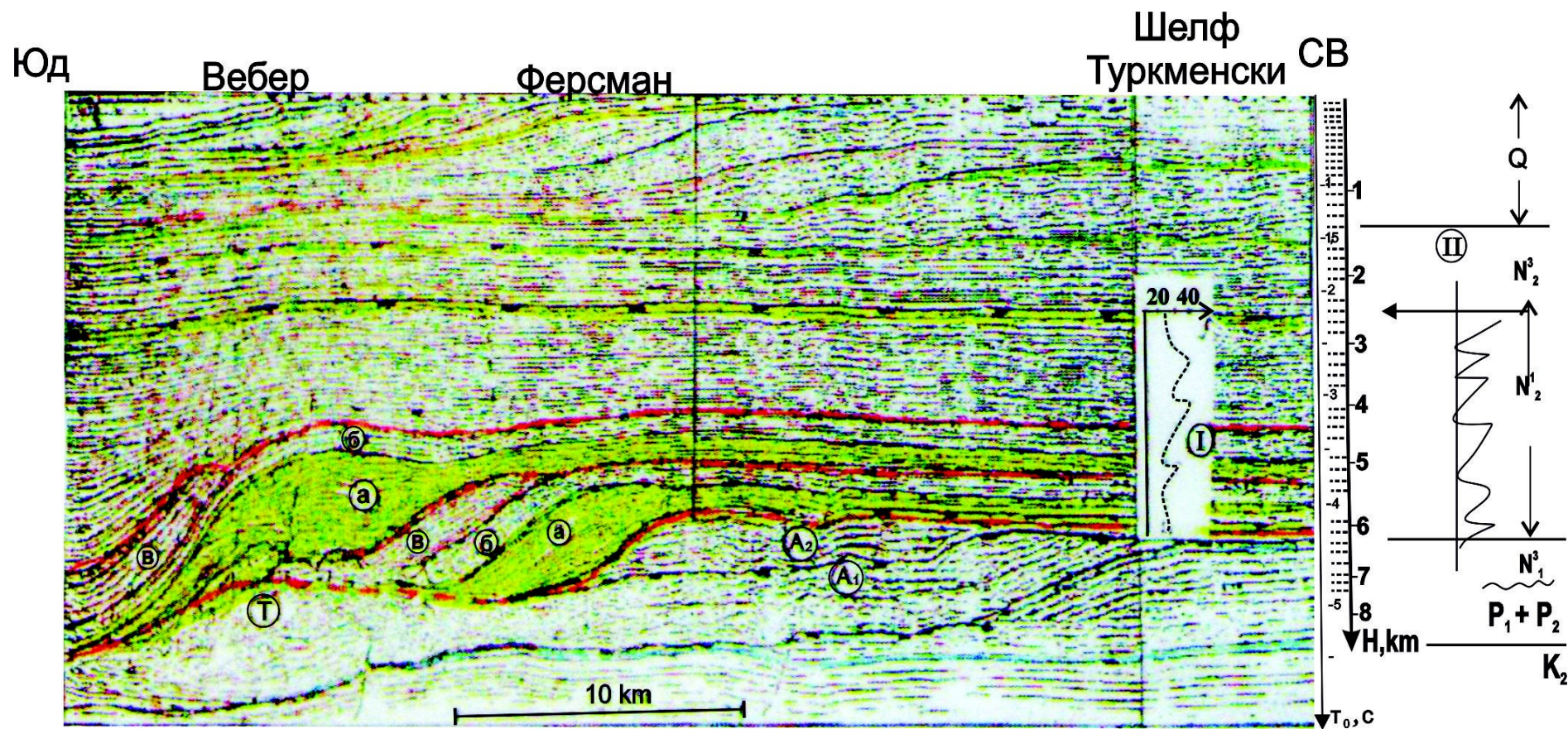


Рис. 3.10. Сейсмостратиграфический разрез плиоцен-антропогенного комплекса через западный борт ЮКВ (по линии Ферсман-Вебер)

A_1 - A_2 - Авандельты

Т-турбидиты

a_1b_1 -элементарные тела склона клиноформы (Мамедов, 1997).

Среди них установлены пласты мощностью 0,4-0,6 м, состоящие из черных плохо отсортированных обломков глин и реже песчаников, карбонатных пород с размером 1,5-3,0 см. Эти олистолитоподобные пласты нами впервые были отнесены к склоновым отложениям (осадки коньонов и каналов). Обнаружение типичных склоновых отложений в разрезе балаханской свиты месторождения Чыраг свидетельствует о том, что в век образования балаханской свиты континентальный склон проходил южнее параллели месторождений Азери, Чыраг и Достлуг.

Рис. 3.11. Идеализированный седиментационный модель песчано-турбидитных систем в балаханской свите в Южной части Абшеронского архипелага (составил Ч.М.Халифа-заде)

Более того это позволяет нам определенно высказаться о том, что склоновые отложения по их падению на юг и юго-восток должны быть частично замещены песчано-турбидитными системами, что наблюдается на временных разрезах МОГТ (рис.3.10). Образовавшиеся на широте Азери, Чираг и Достлуг продуктивного бассейна составлена нами идеализированная седиментационная модель песчано-турбидитных систем (рис.3.11).

3.7.1. Турбидитные песчаные системы как новый генетический тип природных резервуаров в глубоководных структурах.

По данным Ч. Стелтинга [Стелтинг, 1996] турбидитные песчаные системы широко распространены в миоцен-плиоценовых отложениях глубоководных структур Мексиканского залива, который мы наряду с другими исследователями рассматриваем как быстропрогибающийся котловинный тип бассейна.

В литературе имеются сведения о распространении турбидитных резервуаров на восточной пассивной окраине Бразильской платформы. Эти резервуары по данным бразильских геологов содержат 52,4 млрд баррел первичной нефти.

Утвержденные запасы углеводородов в турбидитных резервуарах восточной окраины Бразильской платформы

составляют 1- млрд баррел. Нефтегазоносные бразильские песчано-турбидитные системы локализованы в нижнемеловых озерных рифтовых бассейнах, а также они были установлены в миоценовых бассейнах пассивных окраин платформы. Более чем 160 месторождений углеводородов, заключенных в турбидитных системах, были открыты в меловых и миоценовых бассейнах, локализованных вдоль восточной окраины Бразилской платформы. Среди них более крупные - Компас, Реконкаво, Алогос, Запирнто, Санто и нефтеносный бассейн Сантос и др.



Рис.3.12. Схематическая палеогеографическая карта по локализации турбидитных песчаных систем в век балаханской свиты на западном борту Южного Каспия.

По генетическому типу среди бразильских глубоководных коллекторов установлены: каналные комплексы, ограниченные каньонные песчаные тела, грубозернистые оползневые потоки, отложения донных глубоководных течений, песчаные образования плотных потоков, грубообломочные образования обломочных и оскольчатых водных потоков. Внутренняя неоднородность этих коллекторов объясняется влиянием условий седиментогенеза и диагенеза.

Вышеописанные новые информации об обнаружении промышленного скопления нефти и газа в глубоководных песчаных системах выдвигает турбидитные песчаные системы продуктивной толщи как новый генетический тип обломочных коллекторов, с которыми в глубоководных структурах Азербайджанского шельфа могут быть связаны крупные промышленные скопления углеводородов.

В этом контексте описанные нами турбидитные песчаники и алевролиты балаханской свиты могут иметь большую перспективу в глубоководных структурах Азербайджанского шельфа Южного Каспия. Из сказанного ясно, что нефтегазоносность в глубоководных структурах Западного Борта Южного Каспия преимущественно должна быть связана с турбидитными песчанными системами, локализованными в однородных толщах.

По данным сейсмостратиграфии и наших фациально-генетических исследований [Гаджиев и др., 2006; Халифазаде, 2004, 2008] континентальный склон балаханского бассейна находится в значительно южнее и юго-восточнее

тектонической линии структур Гюнешли, Чыраг, Азери и Кяпаз, затем на западном борту бассейна он занимает юго-восточное окончание тектонической зоны Бакинского архипелага (рис. 3.12). Допускаем, что глубоководные структуры – Абшерон, Машал, Умуд, Алов, Везиров, Бабек и Расулзаде (рис. 3.12) расположены на древнем континентальном склоне балаханского бассейна. Примерно на юг и юго-восток от этой зоны распространена обширная абиссальная равнина в бассейне Каспийского моря, где локализованы глубоководные структуры Бабек и Расулзаде. Именно в этой части балаханского бассейна ожидается широкое распространение турбидитных песчаных систем среди однообразной толщи пелагических глин.

Этот новый генетический тип обломочных природных резервуаров в зависимости от фациальных условий их образования могут быть грубообломочными, мелкосреднезернистыми песчаниками и глинистыми, песчанистыми алевролитами, которые снизу и сверху изолированы пелагическими глинами преимущественно смектитового состава.

При таких условиях экранизации в них могут образоваться преимущественно газовые залежи, как это было выявлено в песчаных горизонтах балаханской свиты месторождения Шахдениз и Умуд. Допускаем, что образование турбидитных природных резервуаров в балаханском бассейне происходило примерно в пределах глубин 1500-2000 м. В этих условиях из-за низкой температуры придонной воды она оставалась

недосыщенной солями карбонатов кальция и магния.

По этой причине турбидитные коллектора могут быть слабо сцементирована карбонатом кальция. А это в свою очередь свидетельствует об их положительной емкостной и фильтрационной характеристике. Однако не исключено местами обогащение этих песчаников карбонатом кальция на стадии их диагенеза.

По нашим расчетам мощность турбидитных резервуаров в балаханском бассейне может колебаться в пределах 10-50 м и большая вероятность их циклического повторения в разрезах глубоководных песчано-глинистых толщ. Подобный тип обломочных коллекторов спорадически могут быть обнаружены в разрезах локальных структур Чыраг, Азери, Достлуг, Шахдениз, Машал, Апшерон, Расулзаде и др.

А для глубоководных структур таких как Бабек, Расулзаде и др. они могут быть доминирующим генетическим типом промышленных обломочных коллекторов.

3.7.2. Исторический взгляд на теорию турбидитных песчаных-систем

Термин турбидиты в Азербайджанской геологической литературе очень редко упоминается. Поэтому мы решили дать небольшую справку о появлении и развитии теории турбидитов, о глубоководных песчаных отложениях. Можно сказать, еще до середины прошлого столетия многие геологи считали, что глины являются продуктами глубоководных условий седиментации, а

песчано-алевролиты, гравелиты, конгломераты образовались в мельководье, в заливах, лагунах или же являются аллювиальными, дельтовыми образованиями.

В случае встречи в разрезах пластов и слоев грубозернистых отложений, допускается мысль, что условия образования были континентальные, субконтинентальные, либо же морские мельководные.

Еще в 1948 году Н.Б.Вассоевич допускал, что чередование песчано-глинистых или известковых отложений связаны с вертикальными движениями в геосинклинальных зон, либо же тектонической ассияцией области денудаций. В этом контексте при появлении в геологической литературе теории турбидитов американским исследователем Дели и Кюнелу принадлежить исключительно большая роль. До разработки теории турбидитов Кюнел изучал геологические процессы в глубоководной части Женевского озера и на континентальных склонах окраинных морях и океанических бассейнах. Он указал, что в континентальных склонах океанов от тяжести вышележащих осадков или же за счет гравитационной силы в начале континентального склона рыхлые осадки образуют каньоны, каналы и мутные суспензионные потоки, в результате, эффозия которых суспензоидные потоки с плотности 1.3-1.5, в редких случаях 1.8г/см³ с большой скоростью стремятся вниз. При этом грубозернистая часть суспензоидных потоков отлагаются в канавах и каньонах. Когда поток достигает ложу океана, он полностью теряет энергию и в спокойной

обстановке происходит осаждение механических частей на дне глубоководного бассейна. Осажденные из суспензоидных потоков осадки имеют градационную горизонтальную слоистость. Вначале осаждаются в низах турбидитые пачки грубозернистые пески, гравелиты, а выше встречаются тонкозернистые и мелкозернистые слои песков и алевроитов. На самом конце турбидитной пачки садятся глинистые частицы. В песчаных турбидитных системах вертикальная гранулометрическая зональность обусловлена размерами частиц, силой гравитации и условием седиментации. Проведенные наблюдения в современных и древних турбидитных песчанистых системах показали, что иногда плотность турбидитных суспензоидных потоков может достигать $1.5-2.0 \text{ г/см}^3$. Естественно эти потоки стемятся в пелагическую зону глубоководных бассейнов. Эти потоки приносят грубый гравийный материал. В таком случае в основании турбидитных слоев лежат грубый гравелитовый материал. Для турбидитных песчаных систем характерна горизонтальная градационная слоистая текстура, которая совершенно отсутствует в других грубозернистых отложениях.

Кюнел впервые о турбидитах и древних турбидитных потоках сделал фундаментальный доклад в 1948 году в Лондоне в международном геологическом конгрессе. Доклад Кюнел получил высокую оценку среди ведущих геологов конгресса.

После итальянский ученый геолог Маклерони в

Пиренейском полуострове, изучив седиментологические особенности меловых отложений, высказал интересное суждение о том, что они имеют турбитидные происхождение. В последующие годы седиментологические исследования в меловых и эоценовых флишах в Аппенинском полуострове и в Альпийской горно-складчатой зоне были доказаны, что они являются продуктами турбитидных потоков. В свое время проф. Волкер высоко оценил турбитидную теорию Кюнена и сказал, что она сыграла революционную роль в седиментологии. Этим самым он привлекал внимание и интерес исследователей к глубоководным отложениям. В этом аспекте он подчеркнул, что образование различных флишевых толщ роль тектонических процессов слишком ограничена. Идеализированная картина механизмы образования суспензоидных потоков, выпадение склоновых грубозернистых осадков и формирование в абиссальной зоне песчано-турбитидных слоев наглядно иллюстрировано на рисунке 3.12.

Таблица 3.5.
Размеры и обломки крупных современных подводных оползней

Наименование крупных подводных оползней	степень наклонности склона	объем оползневых масс, м ³	средняя мощность осадков, м	максимальная мощность осадков
Делта реки Магдалена	2°	3x10 ⁸	20.0	60.0
Дельта реки Миссисипи	0.5°	4x10 ⁷	10.0	20
Губа острова	3°	1.5x10 ⁸	30.0	100.0

Фиджи				
Ван Сагами	11 ^o	7x10 ⁸	-	-
Коньон Скрипка	6 ^o -8 ^o	10 ⁴ -10 ⁸	4.0	8.0
Оползни Киднаперо	1 ^o -4 ^o	10 ⁴ -10 ⁹	25.0	50
Банка Гранд	3 ^o	7.5x10 ¹¹	350.0	-
Волдез Аляски	6 ^o	7.5x10 ⁷	-	-
Верхняя оползень Риком	2 ^o	30x10 ¹¹	266.0	332.0

Характеристики процессов подводных оползней.

В образовании турбитидных процессов и возникновение суспензoidных потоков главную роль играют оползневые явления в передней части континентальных склонов окраинных морей и океанических бассейнов. Поэтому рассмотрим сущность и объем подводных оползневых явлений. Во время подводных оползней транспортировка больших масс рыхлых осадков по континентальному склону их механизм по сей день основательно не был разработан. Первичные наблюдения показали, что оползни возникают на месте скопления рыхлых осадков в начале континентального склона. Однако комплексное изучение те силы, которые толкают рыхлые осадки к сползанию в зонах интенсивного накопления мягких осадков (дельта, авандельта, верхняя часть питания каньонов) составляет исключение и слишком ограничено. Исследователи подводных оползней доказали, что обычно оползни происходят на крутых склонах, покрытые рыхлыми осадками, тогда не принимается роль рыхлых осадков в оползневых процессах.

Прогрессивные обрушения на плоскости оползни происходит, благодаря уклоновым давлениям. В это время роль толкающих сил равна нулю или ничтожно мала.

Последующие годы исследование подводных оползней показали, что обычно они происходили от времени к времени и в начале континентального склона в результате интенсивного накоплению рыхлых осадков. В результате подводного оползни, объем оползневых осадков может быть достигнуто до 100 км^3 (см. таб.3.5).

Обычно грандиозные подводные оползни происходят в результате крупных разрушительных землетрясениях. В качестве примера можно указать крупное разрушительное землетрясение с силой 12 баллов по шкале Рихтера произошедшее на острове Бонкагер, в результате которого сползала огромная масса рыхлых осадков (10 км^3). Образовав вторичные складки и надвиги, обнажав коренные древние породы. Общая характеристика современных подводных оползней по Волкферу дана в таблице 3.5.

3.8. Глауконит в промышленных коллекторах продуктивной толщи Западного борта Южного Каспия и его генезис

Глауконит зеленый - аутигенный минерал, широко распространен в современных и древних отложениях.

По данным Н. М. Страхова, Л. А. Горбунова и А. В. Казакова, глауконит является индикатором глубоководности и нормальной солености древних водоемов.

Кроме того, он является ценным минералом для определения абсолютного возраста осадочных образований. В настоящее время о генезисе глауконита существуют три концепции: первая считает, что глауконит образуется из морской воды в случае ее насыщенности этим минералом, вторая концепция допускает образование глауконита на морском дне в результате взаимодействия морской воды на алюмосиликатные минералы (процесс галмиролиза). В третьей концепции глауконит в осадках рассматривается как продукт диагенетических процессов.

Мы считаем, что в образовании глауконита в осадках все эти три процесса имеют место.

Глауконит относится к триоктаэдрическим гидрослюдам. Он отличается от диоктаэдрических гидрослюд значительным замещением Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg^{2+} -ем в октаэдрической координации. Фактически в структуре глауконита, в октаэдрических слоях лишь 2/3 части заполнены катионами, поэтому между кремне-алюмокислородными и алюминий-железо гидроксильным слоями существует отрицательный заряд. В глауконитах между структурными пакетами K^{1+} замещается $[OH_3]^{1+}$, а также Na^{1+} и Ca^{2+} .

По данным Хендрекса и Росса [Chenx, Ross, 1948], структурная формула глауконита дана в следующем $K_1[OH_3]^{+1}Na^{1+}Ca^{2+}Al^{3+}, Fe^{3+}Mg^{2+}(OH)_2[Si_{3.75}Al_{0.35}O_{10}]$. Хендрекс и Росс высоко железистую разновидность глауконита называют селадонитом, который имеет темно зеленый цвет и встречается в продуктах выветривания

основных и ультраосновных пород, а также образуется гидротермальным путем. Мы предлагаем другую структурную формулу глауконита - $K^{1+} OH_3^{1+}(Al, Fe, Mg)_{2-3}(OH)_2 [Si_3AlO_{10}].n H_2O$. В нашей структурной формуле трехслойная структура глауконита и положение межпакетных катионов ясно выражены. Мы также указываем на наличие в глауконите низкотемпературной, адсорбированной воды.

Н. М. Страхов [Страхов, 1962] считает, что глауконит является индикатором глубоководности и нормальной солености водоемов. По его данным мы иллюстрируем глубины образования кальциевых оолитов, железомарганцевых оолитов, фосфоритов и глауконита в эпиконтинентальных и океанических бассейнах (рис. 3.15).

Как видно из рис. 3.15, глубина образования глауконита достигает 1000 м. В стратосфере глауконит часто ассоциирует с фосфоритами. Это не случайно, поскольку как глауконит, так и фосфорит образуются в условиях низкого окислительно-восстановительного потенциала. В американской литературе высоко-железистый глауконит называется селидонитом. Селидонит из Пенсильвании хорошо изучен Хендриксом, который утверждает, что селидонит, в отличие от глауконита, образуется в гидротермальных процессах, либо же обнаруживается в продуктах выветривания основных и ультраосновных пород.

Кроме того, селидонит часто находится в одном парагенезисе с оливином, авгитом и гиперстеном. Так что структура и состав схожи с глауконитом, однако он не является характерным аутигенным минералом осадочных

пород.

Глауконит в осадочных толщах играет роль как акцепторного, так и породообразующего минерала. Он является хорошим индикатором для определения значения кислородного потенциала среды.

Распространение глауконита в продуктивной толще морских месторождений.

Выше мы отметили, что аутигенный глауконит является индикатором геохимической среды современных и древних морей нормальной солености ($S=35-40\text{‰}$).

В геологической литературе нет данных о распространении глауконита в соленоводных водоемах, таких как неогеновые моря, обрамляющие с юга Русскую платформу (в том числе в раннеплиоценовом бассейне). Несмотря на это, в свое время о распространении глауконита в единичных зернах в тяжелой фракции алевролитов указал А. Г. Алиев [Алиев, 2011], А. Г. Коссовская [Коссовская, 1954].

Позже аутигенный глауконит бы изучен авторов в промышленных коллекторах нефтяных месторождений Апшеронского архипелага [Халифа-заде и др., 1983; Xəlifəzadə, 2017]. Тогда Ч. М. Халифа-заде на небольшом фактическом материале доказал невозможность образования глауконита в песчаных коллекторах продуктивной толщи на стадии седиментогенеза осадков.

В последние годы, вновь возвращаясь к этому вопросу, стали изучать глауконит в продуктивной толще в большем фактическом материале, привязывая изученные пробы к определенной фации с учетом изменения окраски пластинок этого минерала с привлечением студента и

докторанта.

В частности, нами изучен глауконит в различных фациях песчано-алевролитовых пород, отчасти алевролитистых глинах нефтяных месторождений: Западно-Апшеронская площадь, остров Песчаный, Нефть дашлары, Гюнешли, Азери, Чираг и Кяпаз (рис. 3.16., 3.17). В пределах площадей Западно-Апшеронской и остров Песчаный глауконит был изучен в тяжелых фракциях обломочных пород. На остальных площадях глауконит был исследован в шлифах и препаратах, изготовленных из керн обломочных и глинистых пород балаханской свиты; образцы были отобраны из интервалов 3000-3500 м, где содержание глауконита в поле

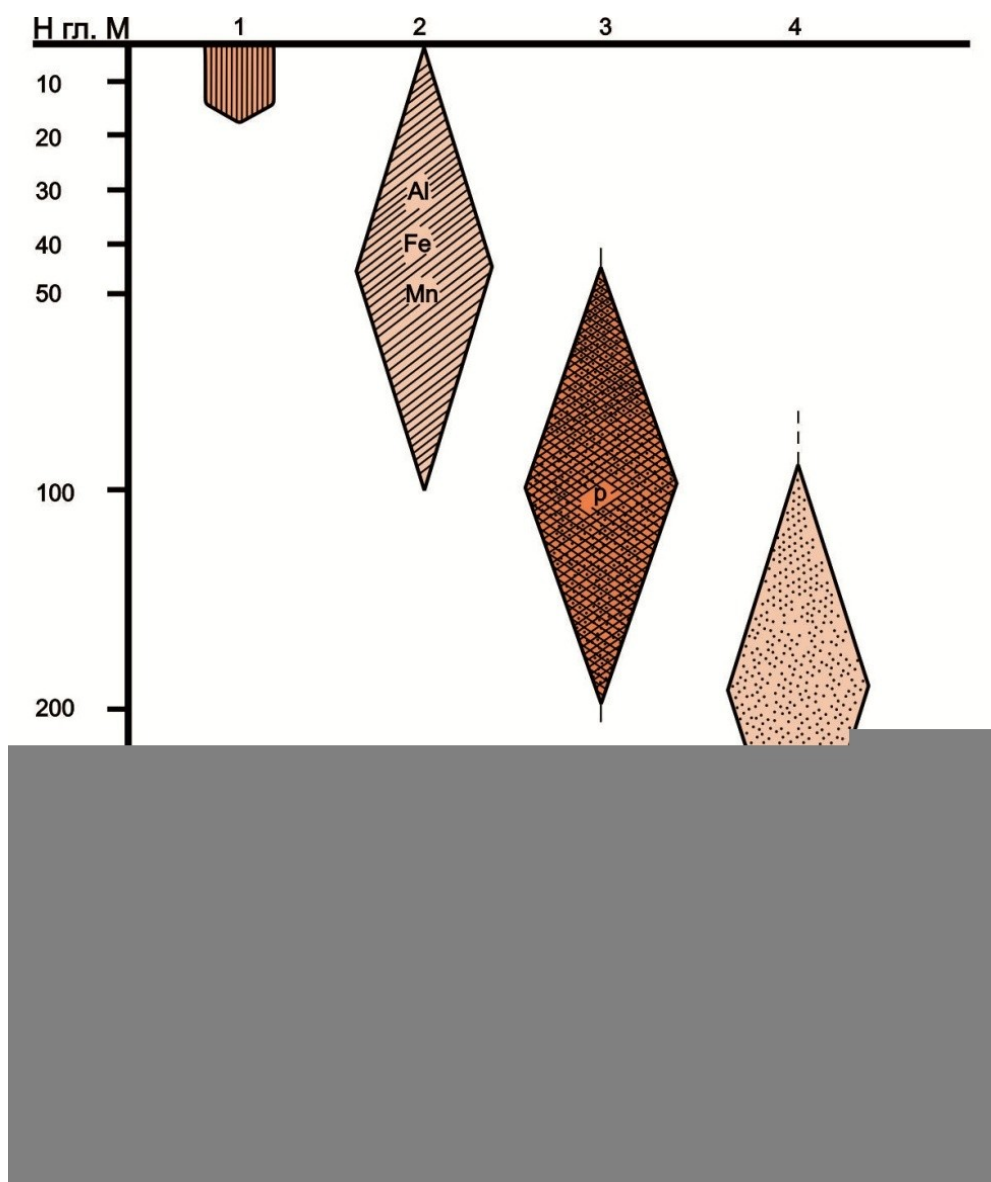


Рис.3.13. Современное распределение аутигенных минералов в зависимости от глубины моря (Н.М.Страхов, 1962г.).

1 - оолиты кальцита; 2 - оолиты Al, Fe, Mn минералов; 3 - фосфоритовые руды в виде слоев и линз; 4 - аутигенный глауконит

зрения достигает 5-8 % от общей массы.

В изученных пробах обломочных пород глауконит встречается в виде идиоморфных пластинок ярко-зеленого, желтовато-зеленого, а в дистальных фациях - бледно-

зеленого цвета. Глауконит в обломочных породах выполняет функцию цемента в ксеноморфных кристаллах. Мы заметили, что в фациях авандельты и литорали глауконит имеет ярко-зеленый цвет и встречается в единичных зернах в тяжелой фракции (рис. 3.16). В этом случае зерна глауконита имеют также агрегатное строение с относительно низким двепреломлением и без плеохроизма. А в пробах дистальной фации содержание глауконита в поле зрения достигает 3-5 % и иногда - 5-8 % от общей массы (рис.3.18). Мы попытались с помощью магнитной сепарации отделить аутогенный глауконит в разрезах месторождений Азери, Чираг изучить их химический состав, обратив внимание на содержание Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mg^{2+} , изучив отношение $\text{R}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Однако нам это не удалось. Собрать достаточное количество глауконита для выполнения химического анализа не представляется возможным.

Затем мы провели большую кропотливую работу в препаратах, иммерсионных жидкостях, определили оптические константы пластинок глауконита из дельтовой, авандельтовой, а также из различных морских фаций, с помощью кварцклина определили наименование оптической индикатрисы, а затем по методу Бекке определили величину N_g и M_p и значения двойного лучепреломления.

Результаты проведенных экспериментальных работ даны в таблице 3.6. В последней помимо оптических константов глауконита приведены изученные разрезы

продуктивной толщи морских месторождений, петрографические типы изученных пород и их фациальная принадлежность.

Из таблицы 3.6 прежде всего, бросается в глаза относительно низкие оптические константы глауконита по сравнению с глауконитами меловых отложений Дагестана и Чечено-Ингушетии, и в верхнемеловых отложениях Казахского прогиба, а также с глауконитами юрских и меловых отложений Подмосковского бассейна, изученными Л. А. Горбуновой [Горбунова, 1958].

Судя по значению оптических констант и светло-зеленой окраске глауконитов продуктивной толщи дистальных фаций, они бедны двух-трехвалентным железом (6 %). В их химическом составе преобладает K_2O , Al_2O_3 , и SiO_2 , и в этом отношении они приближаются к диоктаэдрическим гидрослюдам типа иллита и гидромусковита.

Ясна из таблицы 3.6 и изменчивость аутигенных глауконитов различных фаций, были составлены реальный и идеализированный фациальные профили, которые иллюстрированы на рис. 3.16. Как видно из рисунков, глауконит не только чувствителен к геохимической среде образования, но и к глубине накопления осадков. Для образования глауконита в осадках, в стадии седиментогенеза нужно, чтобы бассейн имел нормальную соленость, характеризовался высоким содержанием калия, при этом скорость осадконакопления должна быть слишком медленной, а геохимическая среда - нейтральной ($Eh=0$), с

умеренным кислородным потенциалом (pH - 8,0-8,5). Поэтому на основании фациального профиля глауконита в бассейне продуктивной толщи можно с некоторым приближением определить глубину накопления глауконитсодержащих осадков.

Новые концепции образования глауконита в американской литературе. В последнее время в американской литературе вновь появился интерес к изучению генезиса глауконита. В этом контексте определенный интерес представляют исследования Christian C.Obasi (Obasi, 2012), который допускает образование глауконита в донных осадках за счет взаимодействия их с морской водой в эпиконтинентальных и океанических водоемах с учетом чрезвычайно медленного накопления механических осадков.

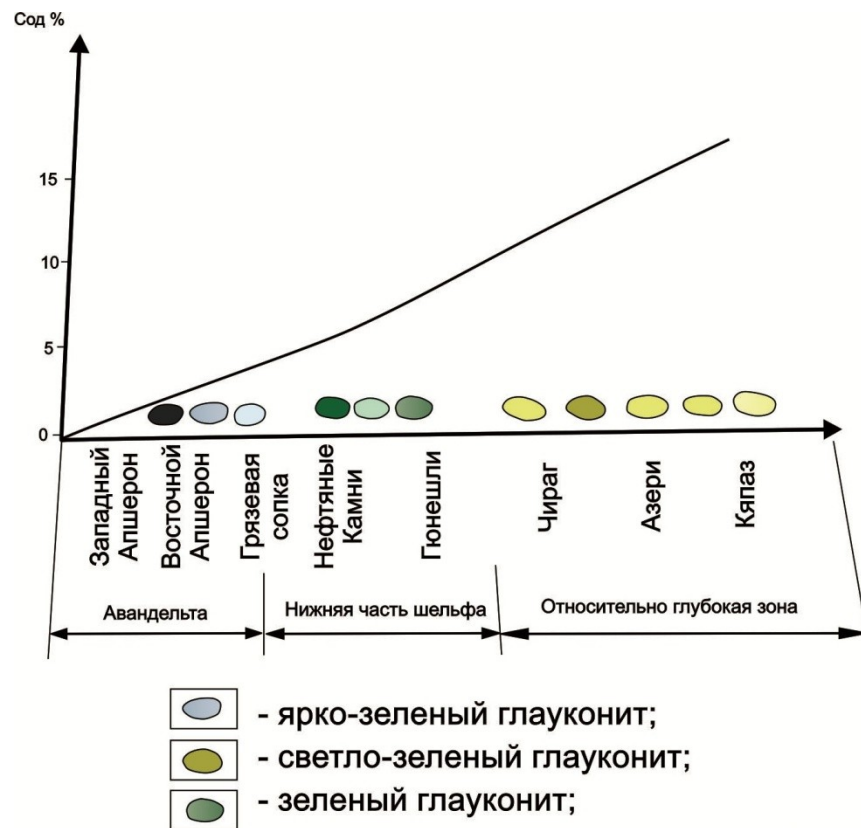


Рис 3.14 Распространение глауконита в промышленных коллекторах Апшеронского архипелага в зависимости от фациальных условий

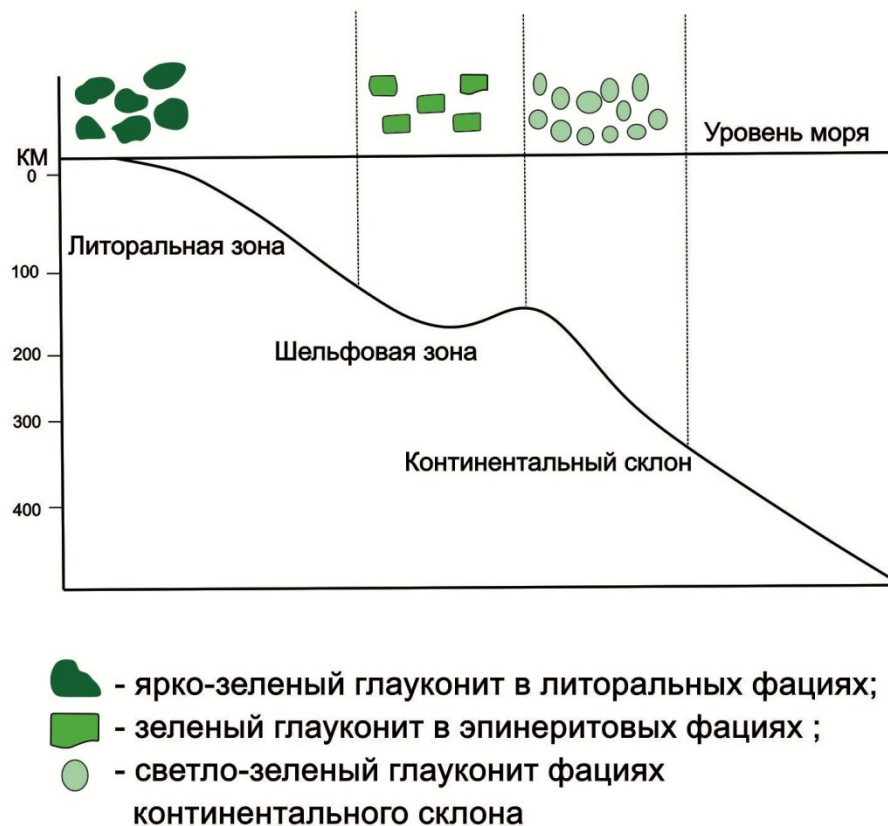


Рис 3.15. Идеализированный профиль аутигенного глауконита в разрезах продуктивной толщи Апшеронского архипелага

Таблица 3.6.
Результаты оптических исследований аутигенных
глауконитов продуктивной толщи в пределах
Западного борта Южного Каспия

Разрезы изученных площадей	Глауконитосодержащие литологические типы пород	Ng	Np	Ng-Np	Фациальная характеристика
Западный Абшерон	Разнозернистый песчаник	1.57- 1.67	1.545- 1.63	0.022- 0.0040	Дельта
Остров Песчаный	Среднезернистый песчаник	1.54- 1.60	1.564- 1.571	0.015- 0.0030	Дельта
Нефтяные камни	Песчаник	1.57- 1.61	1.55- 1.57	0.02- 0.03	Авандельта
Гюнешли	Песчаный алеврит	1.38- 1.60	1.54- 1.56	0.04- 0.02	Эпинерит
Азери	Алевролит	1.56- 1.58	1.53- 1.55	0.03- 0.04	Эпинерит
Чираг	Глинистый алевролит	1.56- 1.59	1.53- 1.56	0.03- 0.04	Интранерит
Достлуг	Мелкозернистый песчаник	1.58	1.55	0.003	Интранерит

В этих условиях он считает возможным то, что образование глауконита за 1×10^6 лет может происходить в четыре этапа (рис. 3.19). Продолжительность первой стадии составляет 1×10^3 лет, при этом образуются в осадках зачатки глауконита. Автор одновременно не исключает того, что адсорбция калия из морской воды также происходит медленно и длительное время. Во втором этапе происходит относительное усовершенствование вновь образовавшегося глауконита в течение 1×10^4 лет. На третьем

этапе пластинки глауконита усвершенствуются за счет приобретения из осадков Al^{3+} , Fe^{2+3+} и Mg^{2+} , а также калия из морской воды. На этом этапе усвершенствование пластичного глауконита по времени обходится в 1×10^5 лет. При этом вновь образовавшиеся пластинки глауконита адсорбируют из морской воды до 6-7 % калия (рис.3.20).

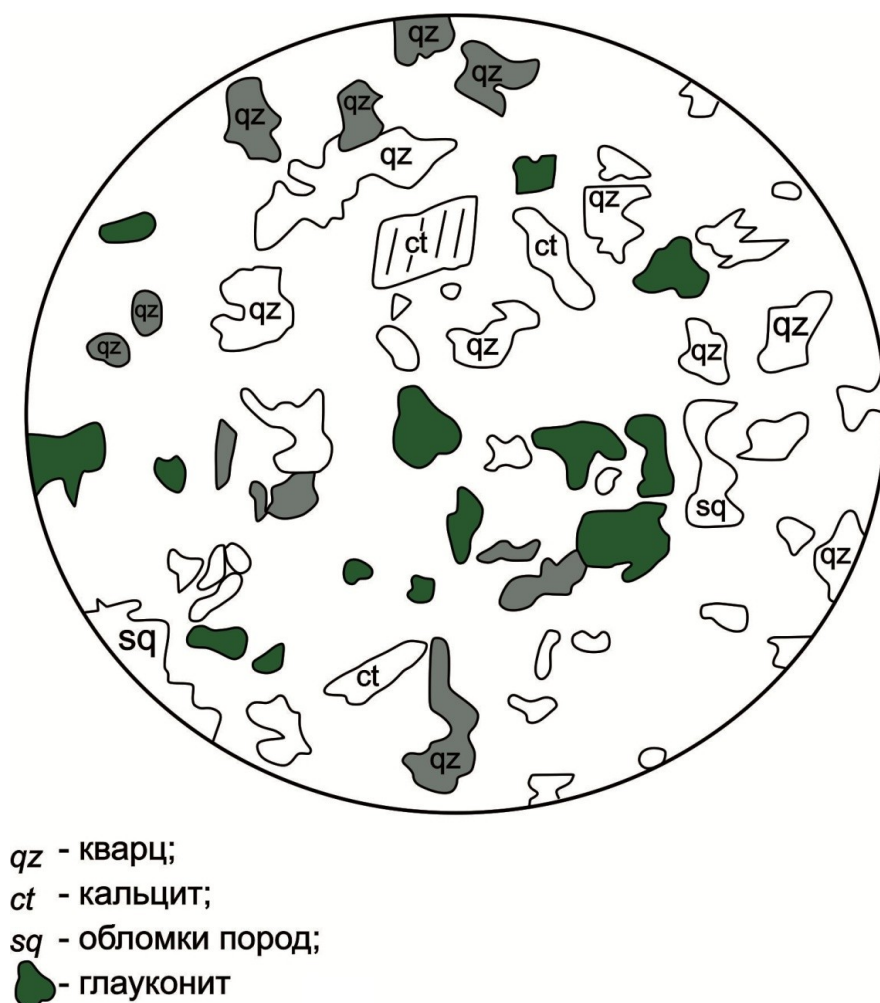
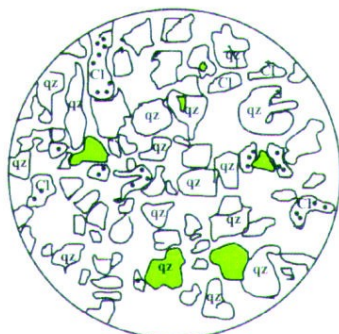


**Рис.3.16. Глауконит в глинистых алевролитах
нефтегазового
месторождения Азери (скв. № 1, гл. 3482-3437 м)**

“Северо-Абшеронская площадь”

Скв № 2

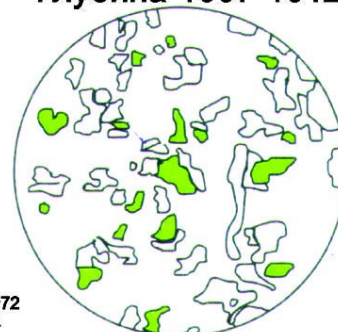
Глубина-1344-1349 м



“Северо-Абшеронская площадь”

Скв № 39

Глубина-1007-1012 м

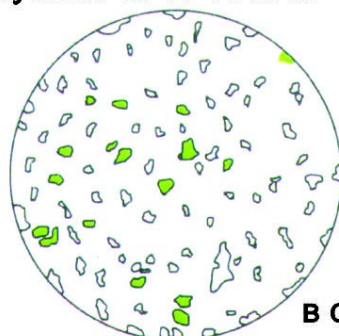


Увеличение $\times 72$
в скретенных николах

“Азери площадь”

Скв № 2

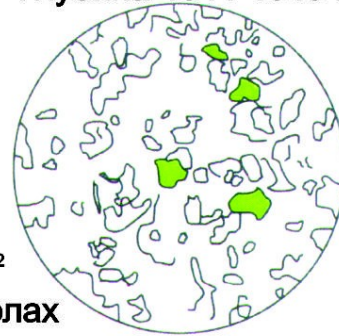
Глубина-1344-1349 м



“Капяз площадь”

Скв № 2

Глубина-1344-1349 м



Увеличение $\times 72$
в скретенных николах

Условный знак

- | | |
|----|-------------|
| | — Глауконит |
| qz | — Кварс |
| Cl | — Кальсит |

В заключительном этапе развития образование глауконита завершается за 1 млн лет, и при этом образуются темно-зеленые пластинки глауконита с характерным агрегатным строением.

Подводя итог относительно концепции Christian C.Obasi

образования глауконита на морском дне за длительное время, можно сказать: частично верно и общеизвестно, что образование глауконита на морском дне в донных осадках не мгновенный, а очень длительный процесс. Однако время образования в 1 млн лет слишком преувеличено и раздуто. С другой стороны, за миллион лет на дне эпиконтинентальных морей, по крайней мере, может образоваться несколько метров осадков, тогда связь вновь образовавшейся пластинки глауконита с морской водой полностью покрывается. В нашем представлении концепцию длительного времени образования глауконита на морском дне можно принять с некоторой оговоркой, она применима для аббисальных осадков океанических водоемов.

Теперь рассмотрим другую концепцию об образовании глауконита, выдвинутую проф. Калифорнийского Университета А. Балдерманом [Baldermann, 2012]. Эта концепция является более убедительной и имеет много положительных, объективных моментов. А. Балдерманом также допускается, что образование глауконита является длительным процессом. Можно сказать, что он начинается со стадии седиментогенеза и завершается в позднем диагенезе.

Этот автор допускает, что сначала в исходных донных осадках зарождаются точки образования железистого смектита, который в последующем имея связь с морской, либо поровой водой в осадках адсорбирует калий из окружающей среды и постепенно приобретает структурные

черты глауконита и в раннем диагенезе. Железистый смектит за счет накопления калия в межпакетном пространстве и Fe^{2+} в шестых координациях, и его структура частично трансформируются в глауконит. В конце раннего диагенеза глинистый минерал полностью трансформируется в зеленый пластинчатый минерал глауконит, с агрегатным строением пластинок преобразуясь в глауконит (рис. 3.18).

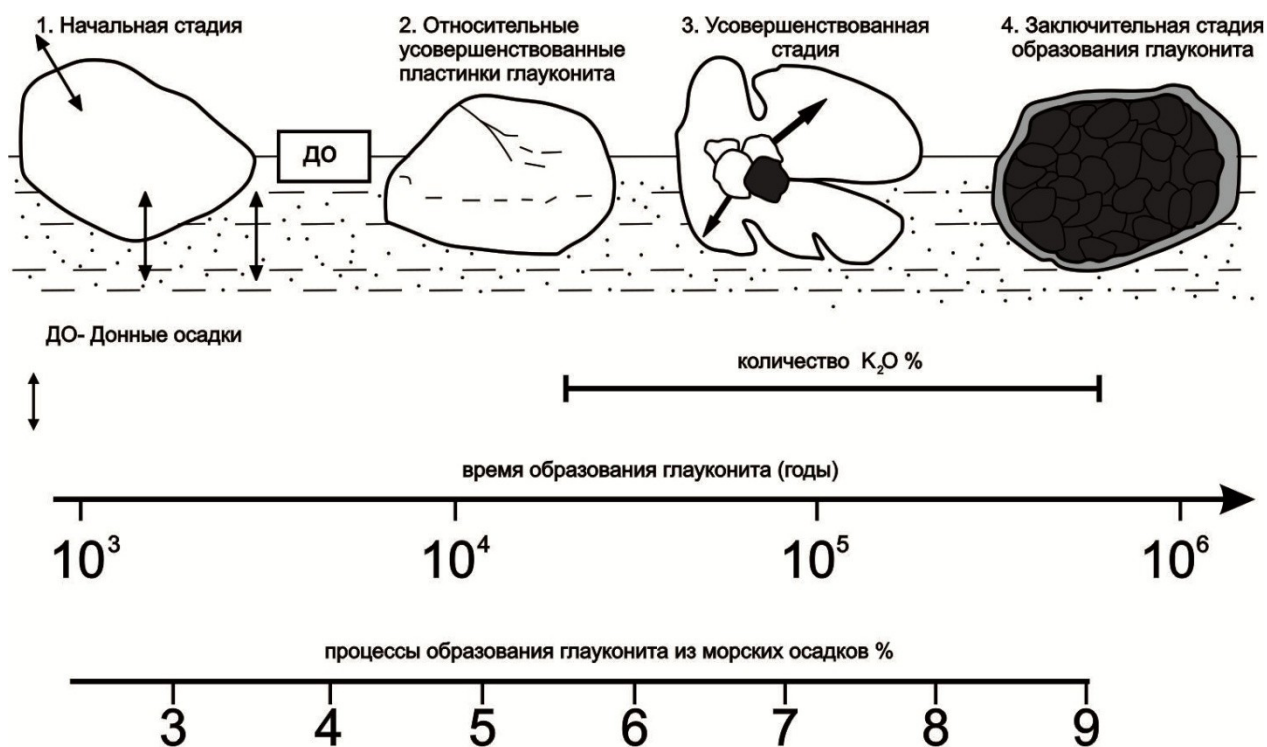


Рис. 3.17. Новая концепция образования глауконита из морских осадков (по Christian C. Obasi и др., 2011)

А. Балдерман считает, что глауконитизация триоктаэдрических глинистых минералов смектитового

типа продолжается в позднем диагенезе с образованием в парагенезе доломита (рис. 3.20). Концепция об образовании глауконита на стадии диагенеза осадков за счет образования и преобразования железистого монтмориллонита является оригинальной и требует дальнейшего усовершенствования за счет учета примесей туфогенного материала и уточнения источника калия и геохимических параметров микросреды.

В этом контексте данная концепция может быть применена для образования глауконита в океанических и эпиконтинентальных бассейнах нормальной солености и имеющих небольшую скорость накопления механических и химических осадков.

Эта концепция не может быть применена для соленатоводных водоемов типа продуктивный бассейн, поскольку в продуктивной толще скорость накопления механических осадков очень высокая, а значение калия в водоеме очень низко. В таких осадочных бассейнах содержание калия в морской воде очень мало из-за низкой солености.

Глауконит в продуктивной толще является раннедиагенетическим.

Выше было отмечено, что раннеплиоценовый бассейн является солесодержащим с интенсивным накоплением механических осадков (250 см за 1000 лет). При таких геологических и геохимических условиях образование глауконита является проблематичным, и в геологической литературе об этом не было отмечено. Вопреки

существующим концепциям аутигенный глауконит в продуктивной толще установлен в различных фациях, окрасках и количествах. Он отмечен в литорале и сублиторале, авандельте в единичных зернах ярко-зеленой окраски, а в нижней части шельфа в эпинеритовой и интранеритовых фациях глауконит установлен от 3% до 8 % в бледно-зеленой окраске, часто в цементе песчаников и алевролитов в неправильной, ксеноморной форме. Как видно из вышеизложенного, масштабы глауконитообразования в продуктивном бассейне слишком ограничены, благодаря наличию неблагоприятных геохимических условий. Этого нельзя сказать для меловых бассейнов Юго-Восточного и Восточного Кавказа, Южного Мангышлака, Казахского прогиба и Подмосковской впадины, где глауконит играет роль породообразующего минерала.

Обычно в отложениях гумидного литогенеза из-за большого содержания $C_{орг.}$ в осадках не существует благоприятной геохимической среды для образования глауконита не в стадиях седиментогенеза или диагенеза.

**Рис.3.18 Концепция образования глауконита за счет преобразования смектитов
на стадии диагенеза
(по А. Baldermann и др., 2012)**

А продуктивный бассейн находился в аридной климатической зоне, и поэтому здесь развитие органического мира слишком подавлено, где содержание $C_{орг.}$ меньше 0,1%. В таких геохимических условиях как на стадии седиментогенеза в донных осадках значение $Eh=0$, т. е. геохимическая среда нейтральная, именно такие условия очень благоприятны для образования глауконита. Однако из-за отсутствия $C_{орг.}$ в осадках даже в диагенезе геохимическая среда остается нейтральной. Однако большая скорость накопления механических осадков и низкое значение солености продуктивного бассейна являются неблагоприятными для образования глауконита.

Тогда какая же причина обуславливает образование малого количества глауконита в бассейне продуктивной толщи. Суть нашей концепции о диагенетическом происхождении глауконита заключается в следующем: наличие единичных зерен фельдшпатов в литорале и увеличение их содержания в нижней части шельфа замкнутого бассейна имеет следующую причину. В материке и в дельте реки в зависимости от климатических условий областей денудации происходит выпадение коллоидов железа в окисной форме, благодаря электролитам морской воды.

На стадии раннего диагенеза осадков ничтожное количество К-фельдшпатов в осадках в результате взаимодействия их с поровой водой разлагается с образованием свободных окисей Al_2O_3 , SiO_2 и K_2O , Fe_2O_3 в стадии седиментогенеза. В этих нейтральных геохимических условиях возможен синтез единичных зерен

глауконита. А в дистальной зоне, синтез глауконита в бассейне с учетом состава первичных осадков и геохимической среды раннего диагенеза были иным. В разрезах балаханской свиты нефтегазовых месторождений Гюнешли, Азери и Чираг содержание кварца в отличие от других зон падает до 45-50 % и резко увеличивается количество К-фельдшпатов (25-35 %), при этом первичные осадки остаются слишком бедны Fe^{3+} , Fe^{2+} . В стадии раннего диагенеза за счет взаимодействия зерен ортоклаза с поровой водой происходило его фрагментальное разложение в осадках, и при этих грунтовая вода обогащалась свободными окислами K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 . Здесь, за счет отсутствия $\text{C}_{\text{орг.}}$ окислительно-восстановительного потенциала геохимической среды была нейтральной и естественно препятствовала образованию свободных оксидов Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , а ничтожное количество железа в грунтовой воде обусловило образование большого количества аутигенного бледно-зеленого глауконита. Таким образом, продуктивный бассейн имел неблагоприятные условия для образования аутигенного глауконита. Однако, как было указано выше, ограниченное количество аутигенного глауконита в продуктивной толще связано со стадией раннего диагенеза осадков. А неравномерное распределение и разные окраски пластинок в фациальном профиле глауконита связаны с первичным минералогическим составом и преобладанием фельдшпатоидов, неравномерным распределением к-фельдшпатоидов в первичных осадках. Именно в раннем диагенезе в отложениях нефтяных месторождений

Гюнешли, Азери и Чираг разложение большого количества ортоклаза и низкое содержание железа обеспечило незначительное образование бледно-зеленого глауконита в дистальных фациях продуктивного бассейна.

3.9. Южно - Каспийский плиоцен - антропогеновый межгорный рифто - грабеновый бассейн.

На основе многолетнего комплексного седиментологического, палеогеографического и структурно-формационных исследований - антропогеновые отложений ЮКВ и создания структурно-формационной и палеогеографической и катагенетической модели с использованием регионально-геофизических работ позволили автору раскрыть рифтогенную природу этого бассейна в плиоцен-антропогеновом этапе его развития. Допускаем, что ЮКВ является межконтинентальным, где континентальная кора отсутствует.

ЮКВ была позже заложена миоцен-раннем плиоцене в континентальной стадии орогенного развития Малого и Большого Кавказа и Копетдага.

В начальной стадии развития Южно-Каспийского рифта-грабена происходит сводовое поднятие Кавказа, Копетдага и Талышской горной системы, в пределах которых растягивающие усилия приводят к обрушению центральной части Южно-Каспийского блока. В последующей стадии допускаем раздвижение складчатых блоков Малого Кавказа, Талыша в одну сторону, и Ельбурса, Копетдага в другую сторону. В результате отмеченных рифогенных процессов возникает современная

структура ЮКВ в антропогене.

Начиная с миоцена, опускание центральной части Южно - Каспийской впадины, а в последующей стадии, раздвижение складчатых блоков Большого, Малого Кавказа и Талыша, а также Эльбурса по Западно-Каспийским, Сангачал-Огурчинским глубинными разломами и Туркменскому надвигу произошло опускание Южного Каспия.

В процессе рифтообразования Южно-Каспийской впадины в рифтовой зоне образовались амагматические прогибы - Южно-Апшеронский, Нижнее-Куринский, Энзалинский и Западно-Туркменский. Структурно-формационные исследования с использованием регионально-геофизических работ позволяют допустить, что массив Година может быть рассмотрена как внутри рифтовой горст со значительной гравитационной аномалией он образовался в миоцен-плиоцене в результате Южно-Каспийской рифтогенеза.

Седиментологическими доказательствами Южно-Каспийского рифтового бассейна являются:

а) лавинная седиментация и образование больших мощностей (2,5 - 3 км / 10^6 лет) даже в пределах нижнего плиоцена (продуктивная толща);

б) морфология нижнеплиоценовой молассовой формации с востока на запад на расстоянии 600 км представляет собой грандиозную макролинзу, свидетельствующую об интенсивном прогибании центральной части рифтового бассейна, и в последующем наблюдается развитие

трансгрессии в широтном направлении по бортам рифта за счет раздвижения боковых складчатых блоков;

в) в пределах Южно-Каспийского плиоцен-антропогенного рифтового бассейна отрицательная термическая аномалия ($1,3-1,6^{\circ}\text{C}/100\text{м}$) связана с образованием грандиозного теплового экрана за счет мощных глинистых толщ майкопа, миоцена и продуктивной толщи.

3.10. Тектонические рифтогенно-грабенные типы раннеплиоценовых бассейнов в пределах западного борта ЮКВ и Восточного Азербайджана.

Палеогеография и типы плиоценовых бассейнов разработан автором в результате комплексных седиментологических исследований миоцен-плиоценовых отложений ЮКВ с использованием результатов сейсмической разведки и сейсмостратиграфических построений. В отличие от предыдущих исследователей мы по плиоценовым отложениям ЮКВ выделяем два типа осадочно-породного бассейна: раннеплиоценовой рифтогенно-грабенной тип, замкнутый бассейн аридного литогенеза и позноплиоценовый обширный открытый эпиконтинентальный тип бассейн гумидного литогенеза

На основании изучения микро и макротекстурных признаков в породах и слоях полевых разрезов и керна материала глубоких скважин в тесном сочетании их со сейсмостратиграфическими данными и временными разрезами МОГТ и с использованием схемы распространения аутигенного глауконита и известковых водорослей *soccolitoforid*, а также распространение в этих

отложениях песчано-алевролитовых турбидитных систем выдвигается в раннеплиоцене глубоководная рифтогенно-грабенная модель Южно Каспийской впадины (ЮКВ).

Допускаем, что раннеплиоценовый бассейн ЮКВ имел крутой континентальный склон по Сангачал-Огурчинскому глубинному разлому и обширную абиссальную равнину, где декомпенсированное осадконакопление было нарушено периодической аккумуляцией песчано-турбидитных систем. За счет тектонической активности континентального склона и периодического образования на нем турбидитных суспензоидных потоков формировались различные фациальные типы турбидитов в подножьях континентального склона и пелагической части раннеплиоценового бассейна Южного Каспия (рис.3.13).

По методу Н.М.Страхова (Страхов, 1962) была определена глубина раннеплиоценового бассейна в его пелагической части, которая составляет 1600-1800 м. В пелагической части раннеплиоценового бассейна осадконакопление носило декомпенсированный характер, что в абиссальной части мощность сформировавшихся осадков была в 2 раза меньше, чем в его авандельшовых частях и в пределах континентального шельфа.

Причина глубоководности раннеплиоценового бассейна и накоплении в нем осадков больших мощностей (до 5000 м) за короткий промежуток времени ($1,9 \times 10^6$ лет) в его придельтовой части и континентальном шельфе обусловлено специфической геодинамической обстановкой и рифтогенным характером его скоросного прогибания по глубинным разломам: с запада Западно-Каспийским, с

севера- Абшеронско-Прибалаханским, с востока- Туркменским террасом и с юга- Энзалинским разломом.

На Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге, Гобустане и Нижне-Куринской впадине интенсивное прогибание бассейна компенсировалось активным поступлением осадочного материала из окружающих горных сооружений.

В указанных районах раннеплиоценовый бассейн был мелководным и его глубина составляла от 10-30 до 200 м. Затем, открытый шельф быстро сменялся более крутым континентальным склоном. В раннем продуктивном веке (нижний отдел ПТ) продуктивный бассейн занимал только территорию Южно-Каспийскую котловину и примыкающую к ним Гобустанского района и Нижне-Куринской впадины. В последующий этап развития раннеплиоценового бассейна носило стадияльно трансгрессивный характер. Благодаря обширной трансгрессии в заключительной стадии он увеличил свой объем и площадь распространения в 2-3 раза.

Раннеплиоценовый бассейн находился в аридной климатической зоне и принадлежал соленатоводному гидрохимическому типу (12-14‰) внутриконтинентального моря. К западному борту принадлежал полупустынный берег, в восточный берег раннеплиоценового бассейна соседствовал с тогдашней пустыней Западного Туркменистана.

Раннеплиоценовый бассейн ЮКВ обеспечивался пресной водой и терригенными осадками за счет потоков Палеоволги, Палеосамура, Палеокуры и на

востоке Палеоамударя и дополнительно палеореки, спускающиеся с Копетдагской горной системы. Однако пестрая окраска раннеплиоценовых отложений, наличие признаков галогенеза, очень редкие моллюсковые фауны ясно свидетельствуют об аридном климате, объем испарения ($P > Q$) превышал поступлений пресных вод и метиорных атмосферных осадков. Поэтому солёность раннеплиоценового бассейна была немного выше, чем солёность современного Южного Каспия.

Основная масса сносимого обломочного материала задерживалась придельтовой части и открытом шельфе (тектонические зоны Абшеронского полуострова, Абшеронского и Бакинского архипелагов, Нижне-Курунская и Западно-Туркменская впадины). В этих районах скорость седиментации раннеплиоценового бассейна достигла до 2000-2800 м за миллион лет. Такая высокая скорость седиментации в раннеплиоценовом бассейне была не случайно, а связано с тектонической активностью областей денудации и аккумуляции (воздымание и опускание как бы сбалансировались). При такой геодинамической обстановке бассейн окружали горные системы Большого и Малого Кавказа, Талыша, Большого Балхана и Копетдага, которые были сложены податливыми для денудации юрскими, меловыми, палеоген-миоценовыми отложениями. Размер областей денудации во время образования отложений Балаханской свиты в два с половиной, раз превышал области аккумуляции ($V/L = 2,5$), что естественно обеспечило лавинную седиментацию в раннеплиоценовом бассейне. По

данным сейсмостратиграфии, нижняя часть шельфа раннеплиоценового бассейна по направлению к югу и юго-востоку переходит в крутой континентальный склон, где по сейсмофациальным исследованиям и анализу кернового материала скв.№1 Чираг установлено распространение склоновых клиноформы косослоистых тел (см.рис.3.12).

Эти рыхлые олистолитовые образования под тяжестью вышележащих осадков и вследствие тектонических подвижек и моретрясений сползали по континентальному склону и по пути прорезали последнее в виде коньонов и каналов. А в нижней части континентального склона накопились олистолитоподобные грубые обломочные материалы (рис. 3.13). Более мелкие частицы обломочного потока достигали окончания склона и откладывались в виде крупнозернистого материала, который обозначили в блок-диаграмме (см. рис.3.13) как зона накопления крупнозернистых турбидитов. В предлагаемой блок-диаграмме раскрывается палеогеографическая модель образования турбидитных песчаных систем в пелагической части раннеплиоценового бассейна.

Акчагыльский (познеплиоценовый бассейн) эпиконтинентальный открытый бассейн образовался на фоне регионального погружения Кавказ-Крымской складчатой областей и Русской плиты. В результате этого Палеокаспийское море соединилось с Палео-Черным морем и Северно-Ледовитым океаном. Большой и Малый Кавказ в раннеакчагыльский век представляли низковозвышенные, слабо расчлененные горные системы. Конхиофауна

позднего плиоцена носила индивидуальный характер, который не встречается не более древних понтических и не более молодых абшеронских отложениях. Скорость седиментации сильно ослаблена за счет вялой тектоники и денудации низковысотных горных систем.

В результате познеплиоценовой трансгрессии, хотя уровень моря резко поднималось ориентировочно 150-180 м, а его глубина в пелагической части была в два раза меньше, чем глубина раннеплиоценового бассейна и не превышало 1000 м. На западном борту Южного Каспия накопились темно-серые пелагические глины с прослоями вулканического пепла, без характерной моллюсковой фауны с остатками глубоководных остракод, костных скелетов рыб и известковистых водорослей. В отмеченной области формировались минимальные мощности 60-150 м за счет декомпенсированного прогибания бассейна седиментации.

В позднем акчагыле произошло омеление и опреснение бассейна и за счет воздымания областей денудаций и естественно при этом образовались в бассейне грубозернистые осадки с опресненной моллюсковой фауной.

3.11. О палеоморфологии, батиметрии и гидрохимическом режиме плиоценовых бассейнов ЮКВ и Восточного Азербайджана.

Плиоценовые бассейны ЮКВ, по сей день не подвергались специальному бассейновому анализу, который в западных странах так широко применяется для уточнения геологической истории регионов и

оценки нефтегазоносного потенциала во многих палеовпадинах мира. Анализ плиоценовых бассейнов ЮКВ автором выполнен на базе теории плитной тектоники с использованием результатов седиментологических, сейсмостратиграфических исследований. Прежде всего, границы плиоценовых бассейнов ЮКВ определялись на основании фациально-генетического анализа разрезов плиоценовых отложений в пределах ореолов их распространения, а также по распределению их мощностей. По результатам проведенных исследований нам удалось составить морфометрическую схему раннеплиоценового бассейна ЮКВ (рис.3.1). Западная граница раннеплиоценового бассейна установлена по меридиану Агдаш-Мурадханлы (Азербайджан), а на востоке его граница уточнена по восточной окраине Западно-Туркменского прогиба (Туркменистан). На севере раннеплиоценовый бассейн ограничивается Аграханским, а на северо-востоке Казахским заливами и на юге он протягивается до Анзалинской впадины Исламской Республики Ирана. Кроме того, западная граница раннеплиоценового бассейна за счет воздействия складчатой системы Восточного и Юго-восточного Кавказа, а на юго-востоке за счет Талышской горной системы заметно усложнилась (рис.3.1). На восточном борту бассейна это усложнение было обеспечено древним Кара-Богаз Голским массивом.

В целом раннеплиоценовый бассейн ЮКВ приобрел характерный для внутриконтинентального водоема

овальную форму и естественно было отнесено к типу бассейна *Sensu stricto*. С другой стороны, наклон дна бассейна в сторону центральной части заметно возрастает, что еще раз подтверждает принадлежность его к *Sensu stricto* типу.

На последней стадии трансгрессии раннеплиоценового бассейна средняя глубина не превышает 500 м и объем воды по нашим расчетам составляет не более 75×10^3 км³ - это фактически 3×10^3 км³ больше, чем объем воды в современном Каспийском бассейне.

Поперечный профиль раннеплиоценового бассейна (рис.3.2) еще раз подтверждает наши прежние выводы о принадлежности раннеплиоценового бассейна к интраконтентальному-рифтоген- грабенному типу.

На поперечном профиле раннеплиоценового бассейна ясно видно, что он по глубинным Западно-Каспийским, Сангачал-Огурчинским разломам и Западно-Туркменскому терраса интенсивно погружался (рис.3.2). Это прежде всего подтверждается тем, что за $1,9 \times 10^6$ лет в пределах его континентальной шельфа формировалась более 5000 м-овая песчано-глинистая толща. Однако в раннеплиоценовом бассейне депо центр не совпадает, с его осевой линией, что позволяет именовать его бассейном ассиметрично грабенного типа.

Фундамент плиоценовых бассейнов носит трансформенный характер. В центральном осадочный чехол ЮКВ лежит на океанической коре, а в

перифериях впадины под осадочным чехлом фундамент сложен гранитной корой. В пределах западного борта образование континентального склона раннеплиоценового бассейна связана с Сангачал-Огурчинским глубинным разломом (Халифа-заде и др. 2007).

В целом раннеплиоценовый бассейн образовался в результате воздымания Малого и Большого Кавказа и Талышской горной системы на континентальной орогенной стадии развития Кавказского сегмента паратетиса.

В то же время за счет сохранения первичной изостазии в позднем миоцене Южно-Каспийская впадина за счет рифтогенеза подверглась растяжению и деформации. В последнем, благодаря разуплотнению в верхней части мантии произошло утонение и погружение фундамента. Уже в раннем плиоцене осадочный чехол ЮКВ стал опускаться за счет рифтогенных процессов. Именно на рубеже миоцена и плиоцена на территории ЮКВ начавшихся в раннем миоцене в фундаменте произошли на траектории паратетиса большие геологические события. Помимо значительного опускания уровня океана (50-60 м) и за счет вертикальных движений формировались горные системы Большого и Малого Кавказа, Талыша и Копетдага. Благодаря растяжению и опусканию образовались такие амагматические прогибы как Нижне-Куринская, Южно-Каспийская, Западно-Туркменская, Нахичеванская и Приараксинская и т.д.

Начавшиеся в раннем миоцене на фундаменте

крипто-рифтогенные процессы циклически продолжаются, по сей день. Об этом свидетельствует большая скорость осадконакопления и формирование крупных мощностей в позднем миоцене, раннем плиоцене, плейстоцене и голоцене Южно-Каспийской впадины.

О рифтогенно-грабенном характере ЮКВ доказывається по ряду результатов седиментологических и сейсмостратиграфических исследований.

Прежде всего, большая скорость седиментации 250-300 см/1000 лет и формирование больших мощностей за 19×10^6 лет > 5000 м.

Наличие оползневых текстур в пределах фаций авандельты и подводной части дельты, а также распространение в пелагических глинах песчано-турбидитных систем.

Большое значение отношения территории областей денудации к области аккумуляции $B/L=2,5-2,8$ наличие известковистых водорослей *Cocolitoforid* и бледно-зеленных пластинок глауконита, также доказывает глубокий грабенный характер ЮКВ. Сравнительно узкий шельф, более крупный континентальный склон и обширная абиссальная зона с глубиной 1800-2000 м говорит в пользу рифтогено-грабенного типа бассейна.

Значение солености из-за отсутствия остатков беспозвоночных трудно определить. Однако по седиментологическим критериям нам удастся определить низкую соленость раннеплиоценового бассейна, который относится к соленоводным

закрытым басейнам. Тем не менее, в условиях засушливого климата в полулагунах, заливах, мелких подводных впадинах за счет затруднительного обмена и интенсивного испарения соленость лагунного водоема достигала 50-60‰ и сопровождалась выпадением гипса и образованием магнезиальных гидросиликатов (Халифа-заде и др. 2006). Допускаем, что в Туркменском шельфе раннеплиоценовый бассейн за счет более засушливости климата соленость имела более высокое значение - 80-100‰, об этом свидетельствует повсеместное распространение прослоев и пластов гипса, ангидрита и отчасти доломита в красноцветной толще.

Климат раннеплиоценового бассейна также, был определен с помощью седиментологических критериев. Наличие красной и красновато-бурой окраски раннеплиоценовых отложений с прослоями, линзами и конкрециями гипса свидетельствует о засушливости климата. Притом по имеющимся литологическим признакам, можно утверждать, что на западном шельфе и окружающей его суши климат был субаридным, а в восточном направлении засушливость климата возрастала в пределах Западно-Туркменской впадины становилась пустынным и аридным.

Бассейновый анализ показал, что верхнеплиоценовый бассейн как по морфологии данного рельефа, тектоническому режиму, так и по батиметрии, фациальной зональности, фаунистической характеристике, гидрохимическому типу и

температурному режиму мелководного слоя воды резко отличается от раннеплиоценового бассейна ЮКВ.

После завершения развития трансгрессии в раннеплиоценовом бассейне произошла крупная регрессия, его обмеление, расчленения и в конечном счете, море покинуло территорию ЮКВ и прилегающих к нему регионов, наступило в течении 1.0×10^6 лет континентальная стадия развития с крупным денудационным циклом.

В последующем этапе развития ЮКВ за счет погружения фундамента и рифтогенных процессов в огромной территории с различными тектоническими элементами наступило погружение, началась великая акчагылская трансгрессия и с проникновением океанических вод в ЮКВ и в прилегающих к нему регионов. В результате трансгрессии Палеочерное и Палеокаспийское моря объединились в единый бассейн.

Литературный материал показал, что акчагильское море охватило также Дарданеллы и Босфор, соединилось с Эгейским морем, образовало Дарданелский и Дакийские бассейны. Из-за огромного размера акчагильского бассейна в пределах ЮКВ и прилегающих регионов не удалось определить форму и морфологию позне-плиоценового бассейна. Однако, начиная от Гянджа-Бассара на расстоянии 1200 км до Западно-Туркменской впадины, мы построили поперечный профиль акчагильского бассейна (рис.3.5). Позднеплиоценовый бассейн обладал более широким континентальным шельфом, слабо выраженным

континентальным склоном и обширную пелагическую зону (рис.3.5). Несмотря на огромный размер акчагильского бассейна в пелагеле его глубина не превышала 1200-1500 м. На основании бассейнового анализа мы определили седиментолого- тектонический тип позднеплиоценового бассейна, как эпиконтинентальный открытый бассейн. Здесь депоцентр акчагильского бассейна еще больше, примерно на 400 км, переместился на запад и находился в пределах меридиана Нафталана, Гянджа-Боздаг-Годжашен. Такое взаимоотношение депоцентра и осевой линии очень характерно для плиоцен-антропогеновых бассейнов ЮКВ.

В позднеплиоценовом бассейне уклон дна в сторону центракаля выражен очень слабо. Этот бассейн по развитию специфического моллюскового и фораминифоровой фауны резко отличается от позднемиоценовых и раннеплейстоценовых бассейнов. Все это свидетельствует о специфических тектонических, гидродинамических, термических и гидрохимических условиях позднеплеоценового бассейна ЮКВ.

Батиометрия позднеплиоценового бассейна была определена как по распространению остатков беспозвоночных, распределению известковых водорослей и по рыбным остаткам. А в заключительной стадии развития позднеплиоценового бассейна его обмеление, опреснение, расчленение на лагуны и заливы, также уточнена с помощью специального

отряда пресноводных моллюсков и появлении в разрезах известняков, ракушников, которые чередуются с различными типами грубозернистых, коллювиальных и субконтинентальных отложений. В позднеплиоценовом бассейне ЮКВ депоцентр совсем не совпадает с его топографической осью. Фактически, депоцентр этого бассейна отошел от топографической оси на 400 км в западном направлении и локализован на южном борту Среднекуринской депрессии. Позднеплиоценовый бассейн характеризуется с более обширным континентальным шельфом, слабовыраженным континентальным склоном и обширной пелагической зоной, где в отличие от раннеплиоценового бассейна ее глубина не превышала 1200-1500 м, что доказывается распространением в темно серых глинах Абшеронского и Бакинского архипелагов, остатков рыб, отсутствием моллюсков и наличием известковых водорослей, овелитов и *coccolitoforid*. По результатам определения Ca/Mg индекса и по содержанию O^{18} в раковинах моллюсков установлена придонная t^o позднеплиоценового бассейна колеблется в пределах 14-15 ^{o} C. По этим данным допускается, что в позднеплиоценовое время в летний сезон температура окружающего бассейна суши была 21-22 ^{o} C. На этом основании мы сравниваем климат акчагильского бассейна ЮКВ-ны с таковым современного Балтийского моря. По нашим палеотемпературным исследованиям можно сделать следующий важный вывод. В раннеплиоценовое время

ЮКВ находилась в зоне аридного литогенеза, а верхнеплиоценовый бассейн в зоне гумидного литогенеза.

По ассоциации моллюсковой и фораминиферовой фауны позднеплиоценовый бассейн относится к соленатоводному гидрохимическому типу и занимает промежуточное положение между современным Черным и Каспийским морями. Его палеосоленость определяется в пределах 14-15‰.

Таким образом, на основании бассейнового анализа определили позднеплиоценовый бассейн ЮКВ, как эпиконтинентальный открытый тип бассейна с обширным континентальным шельфом и пелагической зоной с пассивным тектоническим режимом и низкой скоростью осадконакопления. Бассейн был соленатоводным со значением палеосолености 14-15‰ и температура придонной воды 13-14°C. Осадконакопление в этом бассейне принадлежит к гумидному литогенезу.

3.12. Диагенетическая модель обломочных резервуаров в продуктивной толще Южного Каспия

Известно, что обломочные резервуары положительно оцениваются высоким значением петрофизических параметров (открытая пористость, проницаемость, водонасыщенность, нефтенасыщенность и тд.). Обломочные резервуары формируются в результате их литификации на стадии диагенеза, либо же на стадии катагенеза, когда обломочные резервуары опускаются на большие глубины и изменяются под

действием термобарических факторов.

На стадии диагенеза, когда обломочные породы (гранулярные коллектора) литифицируются, прежде всего, за счет цементирующего вещества. Конечно, при этом сцементирующее вещество может частично, либо же полностью заполнить поровое пространство. Если поровое пространство полностью закупоривается, тогда обломочные природные резервуары полностью теряют позитивных петрофизических свойств и трансформируются в нефтегазоупорные породы. При цементации осадков на стадии диагенеза природные резервуары в зависимости от типа цементации сохраняют удовлетворительные коллекторские свойства.

Обычно обломочные природные резервуары цементируются карбонатами, сульфатами, глинистыми минералами, цеолитами (если они имеют вулканогенную примесь), фосфатами и др. Среди сцементирующих веществ карбонаты играют доминирующую роль. Поэтому мы построили свои исследования над поведением из карбонатов кальцитового цемента в больших глубинах. Из теории литогенеза известно, что природные резервуары в больших глубинах за счет взаимодействия термобарических факторов подвергается уплотнению, дегидратации и перекристаллизации и растворению. В этих вторичных процессах диагенеза они могут преобрести, либо же терять хорошую пористости и проницаемости. Поэтому изучив изменения поведения цементирующего вещества на больших глубинах имеют

большие практические значения.

В этом контексте нам пришлось заниматься изучением динамики изменения открытой пористости и карбонатного цемента на больших глубинах продуктивной толщи в месторождениях глубоких скважин Бакинского архипелага - 8 Марта, Булла-дениз и Сангачал дениз. В этом отношении продуктивная толща является подходящим объектом, поскольку в продуктивном бассейне осадконакопление произошло при аридном литогенезе, где для карбонакопления было благоприятная среда. Поэтому содержание кальцита в обломочных природных резервуарах продуктивной толщи колеблется от 10 до 35-40%. Для нас было очень важно узнать сохраняется ли большое содержание карбонатов в природных резервуарах продуктивной толщи в больших глубинах. Нам пришлось из разрезов глубоких скважин месторождений 8 Марта, Булла-дениз и Сангачал дениз отобрать более 120 проб, в которых было изучено содержание кальцита и открытой пористости. Полученные результаты были иллюстрированы в вид диаграм по прямоугольной координатной системе, где на оси ордината иллюстрирована средняя глубина отобранных проб изученных глубоких скважин.

Как было иллюстрирована средняя глубина отбора проб от 2000 до глубины 5500 м-ов. В пределах этих интервалов иллюстрирована в вертикальной плоскости кривая изменения карбонатности и открытой пористости.

На диаграмме значение открытой пористости и карбонатности произвольно отложено на абцисс (см. рис.3.20). Судя по изменению карбонатности и открытой пористости на вертикальной плоскости мы отмеченный интервал глубин разделили на три зоны.

Первая зона охватывает интервал 2000-3500 м, где карбонатность имеет низкое значение, а кривая открытой пористости характеризуется максимальным показателем. Эту зону мы именовали зона декарбонатации. Причину этого явления мы объясняем в следующем образом. В интервале глубин 2000-3500 м обломочные карбонатные природные резервуары взаимодействовали богатыми углекислыми подземными водами. За счет высокого порционного давления углекислый (P_{CO_2}) карбонатный цемент в порах резервуаров легко растворился и превратились в биокарбонаты $Ca(HCO_3)_2$, увеличив щелочной потенциал циркулирующих подземных вод. В первой зоне декарбонатации обломочные природные резервуары стали хорошо проницаемые и потенциально нефтегазоносными.

Вторая зона распространения обломочных природных резервуаров была названа зоной рекарбонатации. Данная зона занимает интервал 3500м -4500 м, где содержание карбонатов достигает в коллекторах до 35-40%. В этой зоне значение открытой пористости достигает 10-15%, проницаемость - $3 \cdot 10^{15} \text{ м}^2$. Образование этой зоны, прежде всего, связано взаимодействием с коллекторами низкощелочных подземных вод с низким значением

порциального давления углекислого газа (P_{CO_2}). В этих гидрохимических условиях карбонаты в резервуарах не только растворяется, а наоборот за счет разложения биокарбоната кальция, осаждавший кальцит заполняет пустые поры. В таких природных резервуарах из-за неблагоприятных условий образование залежей нефти и газа маловероятно.

Третья зона именована декарбонатизаций, которая охватывает интервал глубин 4500-5500 м, где значение открытой пористости изменяется в пределах 20-30%. В этих резервуарах содержание карбонатов в цементе песчаников составляет 5-10%. Такая картина образования высокопроницаемых коллекторов в больших глубинах несомненно обусловлено взаимодействием обломочными коллекторами высокощелочных подземных вод.

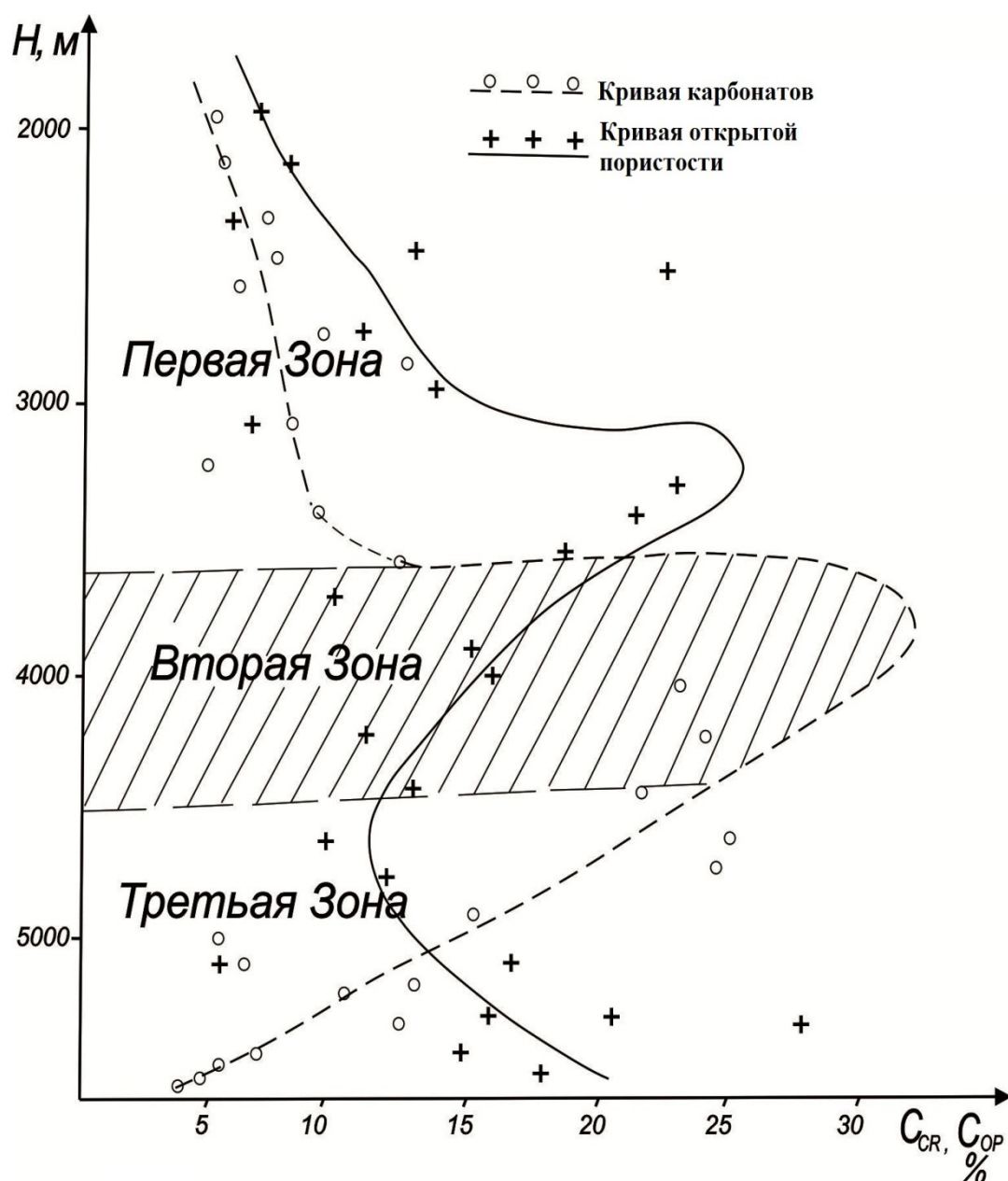


Рис. 3.19. Диаграмма изменения содержания карбонатов и открытой пористости в обломочных породах балаханской свиты и перспектива нижележащих комплексов нефтегазовых месторождений Абшеронского и Бакинского архипелагов (8 Март, Булла-дениз, Сангачал-дениз).

Наличие в таких больших глубинах обломочных природных резервуаров с высоким фильтрационными и емкостными свойствами при наличии смектитовых экранирующих пород могут быть весьма благоприятным

для формирования залежей природного газа и газоконденсата.

Наши исследования по распределению карбонатов и открытой пористости в больших глубинах на примере месторождений 8Марта, Булла-дениз и Сангачал дениз ясно показал, что первичная карбонатность и открытая пористость на вертикальной плоскости месторождений под действием подземных вод сильно меняется и имеют зональный характер. Так как этот процесс имеет большое практическое значение рекомендуем создавать диагенетическую модель природных резервуаров для каждого месторождения Южного Каспия.

3.13. О палеотемпературе мезокайнозойских и атропогеновых морей Южно-Каспийской впадины и Восточного Азербайджана

Определение палеотемпературы древних морей имеет важное значение для реконструкции палеоклимата и палеогеографии геологического прошлого. В прошлом столетии этот вопрос успешно решался приблизительно до неогеновой эпохи с помощью определения остатков ксерофитных и мезофитных растений. В этом отношении работа А.Н.Криштафовича и его учеников могут быть прекрасным примером для безупречного изучения климата геологического прошлого. Относительная палеотемпература древних водоемов определялась также некоторыми палеонтологами на основании изучения остатков беспозвоночных, обитавших в тропических или в бариальных водоемах. А седиментологии для восстановления палеотемпературы и палеоклимата древних

морей использовали слои эвопоритовых минералов (доломит, гипс, ангидрит, галит, сильвин, карналлит, бишофит и т.д.) или красноцветов, сероцветов (Н.М.Страхов, А.Л.Яншин, А.В.Хабаков, Г.Ф.Крашенинников и др.).

Подобный относительный палеотемпературный анализ можно было более-менее достоверно проводить лишь до неогена. Чем дальше спускается по геологической лестнице в более древние водоемы, тем меньше становится достоверности палеотемпературных исследований. Поскольку в древних эпохах палеогена, мезозоя и палеозоя из-за другого расположения экватора, магнитных и географических полюсов и более высокого содержания углекислоты в атмосфере и океане более древних эпох палеоклимат древних морей, расположенных в одних и тех же географических широтах, заметно отличаются от их современных аналогов.

Лишь после разработки американских геохимиков из Массачусетского Технологического Университета Г.Юрия и С.Эпиштейна [Epsteins, 1953] о новой методике определения изотопов кислорода в рострах белемнитов проблема палеотемпературы более древних мезозойских морей стала возможной и была крупной сенсацией в геологии, поскольку эта была абсолютная палеотемпература. Затем этот метод был доработан и уточнен на большом фактическом материале Р.Боуэном из Питтсбургского Университета [Bowen, 1966].

В середине прошлого столетия благодаря достоверности изотопной палеотермометрии была

составлена палеотемпературная карта мезозойских морей Северо-Американского континента, юрских и меловых морей Западной Европы, а также Русской и Сибирской платформы.

В 60-70 годах прошлого столетия для определения палеотемпературы древних морей (А.В.Хабаков, Р.В.Фейбридж, К.Е.Чейв, Г.Д.Чилингар) было предложено использование Ca/Mg отношение в раковинах беспозвоночных.

В России этот метод был широко применен А.В.Хабаковым, Т.А.Берлином [Хабаков, Берлин, 1968], а США для определения палеотемпературы древних морей по Ca/Mg индексу в органогенных известняках был использован Р.В.Фейбриджем, Г.Д.Чилингаром (Faibridge, 1962) из Калифорнийского Университета.

В 70-80 годах прошлого столетия это биогеохимическое направление определения палеотемпературы развивалось в проблемной лаборатории Бакинского Государственного Университета Ч.М.Халифа-заде [Халифа-заде, 1973]. Первые палеотемпературные исследования на основании изучения геохимических показателей раковин беспозвоночных был выполнен автором [Халифа-заде, 1973].

В данном случае для решения поставленных задач нами было специально изучены фаунистические и флористические остатки, а также литологические и геохимические палеотемпературные признаки верхнемезозойских, палеоген-неогеновых и четвертичных отложений. Кроме того, были проведены специальные

геохимические исследования по определению Ca/Mg индекса в раковинах мезокайнозойских беспозвоночных и в тех же пробах выборочно было изучено $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ отношений. Результаты исследований даны в сводной таблице и графически иллюстрировано на диаграмме (см. табл.3.7., рис.3.21).

Как ясно из таблицы 3.7 и диаграммы 3.21 в пределах западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана перед бассейнами плиоцена и антропогена вырисовывается интересная палеоклиматическая картина. В интервале времени акчагыл и новокаспийского века как бы во времени чередуется три климатических минимума и климатических максимума. Нас больше интересовал первый постантропогенный, а второй назван нами среднеантропогеновым минимумом, которые соответствуют Рисс и Миндельскому материковому оледенению северного полушария. Известные вьюрумское материковое оледенение северного полушария, которое повremени соответствует ранне-бакинскому климатическому минимуму в пределах Южно-Каспийского бассейна в наших исследованиях не установлено. Тем менее мы допускаем, что вьюрумское материковое оледенение должно было бы найти свое отражение в пределах Южно- Каспийского бассейна. Однако в ранне-бакинском интервале геологической истории региона из-за недостаточного количества фактического материала (раковин моллюсков) нам не удалось установить раннеантропогеновый климатический минимум, по времени соответствующий вьюрумскому материковому оледенению Северного

полушария. Это может быть установлена в будущем на большом фактическом материале раковин моллюсков Бакинского яруса плейстоцена. Тем более раннеантропогеновый климатический оптимум, в нашей палеотемпературной диаграмме также ясно вырисовывается.

Однако установленный нами крупный климатический минимум (см. на рис.3.21), который по времени был назван постплиоценовым климатическим минимумом, можно сказать, не упоминается в геологической литературе. Однако в наших палеоклиматических исследованиях этот минимум прекрасно выделяется и по времени соответствует верхнему плиоцену (акчагыл).

Палеотемпература мелководья акчагылского бассейна в пределах Южного Каспия и Восточного Азербайджана соответствует весеннее-летней палеотемпературе, которая хорошо сопоставляется с температурой мелководья современного Балтийского моря. Исходя из полученных данных можно допустить, что на высоких широтах северного полушария самое раннее материковое оледенение произошло в позднем плиоцене.

Недавно А.А.Свиточ (Svitoch, 2013) по общим геологическим соображениям допускает, что в пределах Большого Каспия первое материковое похолодание произошло в апшеронское время. Далее, он указывает, что именно, с апшеронского времени началось самое раннее оледенение в северном полушарии.

В нашей диаграмме в апшеронское время похолодание не установлено. Отмечено, только небольшая тенденция

уменьшения палеотемпературы мелководья по сравнению поздне-бакинским климатическим оптимумом.

Кроме того, в пределах Южного Каспия и Восточного Азербайджана широкое распространение в апшеронских отложениях мощных биогенных и хемогенных карбонатных толщ однозначно отрицает виртуальное похолодание вод в пределах апшеронского бассейне Большого Каспия.

Палеотемпературы раннеплиоценового продуктивного бассейна из-за отсутствия фаунистических данных нам пришлось базироваться (опираться) на литологические критерии терригенно-глинистой пестроцветной формации. [Халифа-заде и др., 2006]. Мы считаем, что в раннем плиоцене в пределах Южного Каспия и Восточного Азербайджана был субаридный климат, а в Западно Туркменском прогибе настоящий аридный пустынный климат. Температура мелководья в весеннее-летнее время в исследованном регионе ориентировочная палеотемпература была не менее 30°C. [Халифа-заде, 2013]. На основании каких критериев? Прежде всего, высокая карбонатность, как глинистых, так и песчаных пород; в растительных остатках доминирующая роль - ксерофитных растений; чрезмерно низкое содержание $C_{орг}$ в глинистых породах (<0,01%): широкое развитие пестроцветов и красноцветов в песчаноглинистых толщах; наличие конкреций и линзы гипса в глинистых породах КС, ПК в Джорате, Сумгаитчае, гипсоносные глины в сабунчинской и сураханской свитах, в долинах р.р. Кирдыманчай, Ахсучай, Туранчай и наконец по данным Ч.М.Халифа-заде и А.Р.Талыблы [Халифа-заде и др., 2004] установлены в

сураханской свите г. Бабазанан, галогенная толща с мощностью 120 м, представлена с тонким чередованием прослоев гипса и бурых глин.

Химико-минералогическое изучение сульфатных слоев показало, что они 80% представлены гипсом и 15% сепиолитом, которые являются характерными минералами для начального этапа континентального галогенеза [Халифа-заде, Талыблы, 2004].

Таблица 3.7.

Изменение температуры придонной воды современных и мезозойских бассейнов по данным Ca/Mg индекса (отношения) и фрагментально изотопной термометрии в раковинах беспозвоночных в пределах Южного Каспия и Восточного Азербайджана

№№	Изучение раковины современных и древних беспозвоночных	к-во проб	к-во родов	содержани е элементов, %		Σ Ca/ Mg	t° придонной воды	минерал о- гически й состав	t° придонн ой воды по данным O^{18}/O^{16}
				Ca	Mg				
1	Моллюски Мраморного и Эгейского морей	8	7	37,8 6	0.77 8	39.8	24.35	арагони т	-
2	Моллюски Каспийского моря	38	8	37,6 5	0.37 7	112.9	20.30	арагони т	-
3	Четвертичные моллюски	10	2	36,8 2	0.28 6	138.7	18.15	арагони т	16±0.5
4	Абшеронские моллюски	21	5	37,3 3	0.23 7	174.07	16.40	арагони т	19±0.5
5	Акчакылские моллюски	25	5	36,9 9	0.17 1	216.7	13.25	арагони т	14±0.5
6	Понтические моллюски	34	8	38.5 9	0.29 0	98.3	21.30	арагони т	
7	Эоценовые нуммулиты	20	11	36.7 8	1.21	34.27	25.45	кальцит	
8	Эоценовые эхиноидеи	12	2	36.8 0	1.35	34.60	25.30	кальцит	
9	Верхнемеловые белемниты	6	2	36.8 0	0.28 6	137.5	19.30	кальцит	22.0±5

10	Верхнеюрские колониальные кораллы (род ксерактиния)	20	1	37.3	0.50	90.7	21.55	кальцит	
----	---	----	---	------	------	------	-------	---------	--

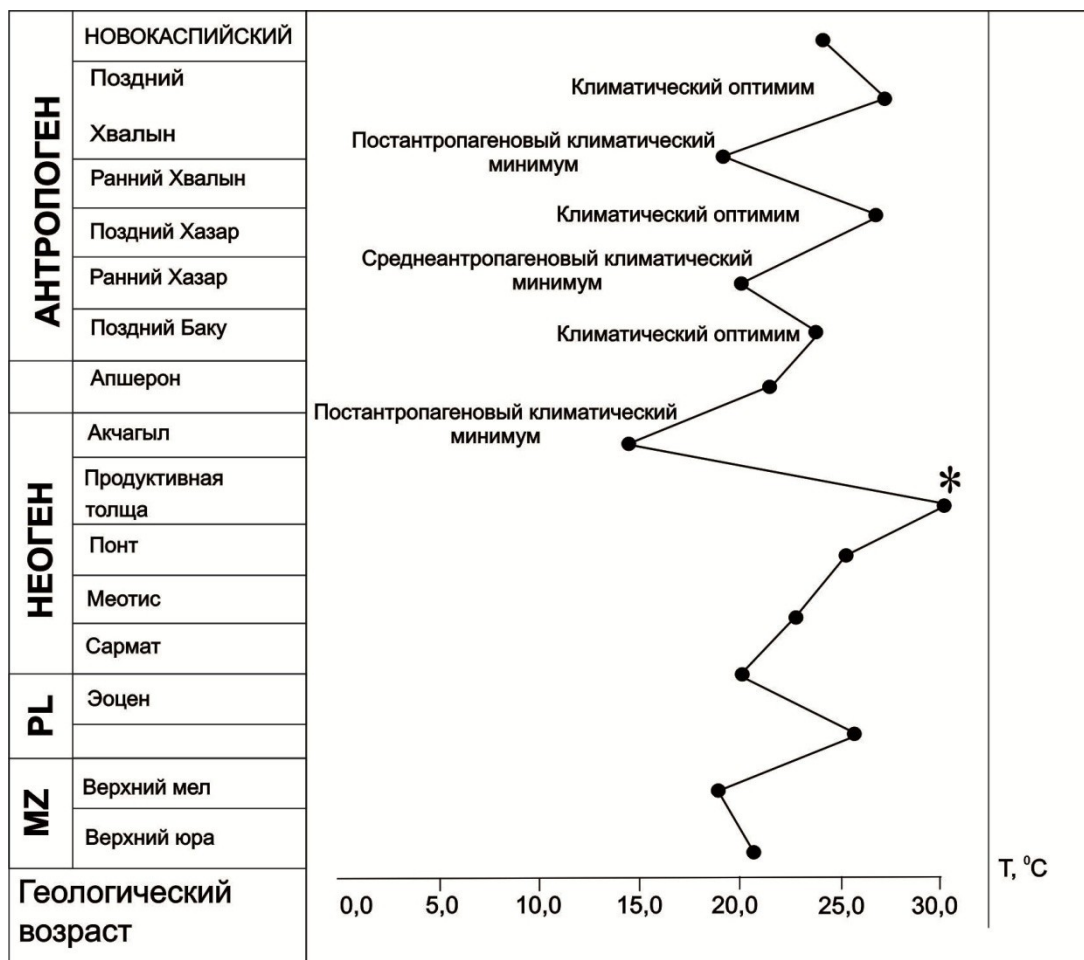


Рис.3.20.Изменение температуры мелководья по данным Ca/Mg и фрагментарно $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ отношений в раковинах беспозвоночных в мезозойских, палеоген-неогеновых и антропогеновых морях Южного Каспия и Восточного Азербайджана

Далее, наши палеотемпературные исследования ограничивалась лишь в бассейнах верхнего миоцена. Здесь мы опирались на геохимические данные Ca/Mg индекса в раковинах беспозвоночных понтических, миотических, сарматских моллюсков.

Как ясно из диаграммы 3.21 и таблицы 3.7 после высокой палеотемпературы мелководья бассейна раннего плиоцена в пределах Южного Каспия и Восточного Азербайджана палеотемпература верхнемиоценовых бассейнов снижается от 25°C понта до 20°C верхнего сармата.

По олигоцену и среднему миоцену мы не располагали фактическими материалами по раковинам беспозвоночных, и естественно не было проведено палеотемпературные геохимические исследования. Поэтому палеотемпературные картины миоценовых бассейнов более-менее раскрывается по известным литологическим критериям. Так, например, средне-миоценовый эвопоритовый бассейн в широтных и субширотных направлениях тянется от Ферганской долины через Копегдагскую, Нахичеванскую, Араратскую, Анатолийскую и, наконец, Предкарпатскую впадины на расстоянии 5000 км-ов [Халифа-заде и др., 2007]. В Кобыстане средне-миоценовые отложения богаты линзами и пластами доломитов. Все эти факты позволяют нам сказать о потеплении климата среднего миоцена в пределах Южного Каспия и Кобыстана ориентировочно в 28-30° С, а в Нахичеванской впадине она достигает до 30-35°С в мелководье. В последнем регионе допускаем существование в среднем миоцене полупустынного климата. [Халифа-заде и др., 2007]

По эоцену в Азербайджане у нас имеются надежные данные по Ca/Mg индексу в раковинах нуммулитов, а также по распространению мезофитных растений, стеногалинных и стенотерминных беспозвоночных (брахиопод, эхинодермат, криноидов). В свое время А.Н.Криштовович по широкому распространению мезофитовых растений в эоценовых бассейнах юга СССР их справедливо сравнивал с морями Малайского

архипелага.

Таким образом, как по палеоботаническим, палеонтологическим, так и по Ca/Mg индексу в нуммулитах эоценовый бассейн в Восточного Азербайджане предположительно и на Южно-Каспийском бассейне имел только тропический климат. В мелководье этого бассейна в весеннее и летнее время палеотемпература достигла 27-28°C. Далее как видно из палеотемпературной диаграмме (см. рис.3.21), палеотемпература мезазойских бассейнов Восточного Азербайджана мы располагаем скудными данными лишь по верхнему мелу (маастрихт) и по верхней юре. По верхнему мелу использовали Ca/Mg индекс в рострах белемнитов и выборочные изотопные данные, а по верхней юре - Ca/Mg индекс в рифах колониальных кораллов из семейства склерактиния. Полученная абсолютная температура (18-19°C) по мелководью верхнемелового бассейна Юго-Восточного Кавказа является заниженной, поскольку белемниты зачистую обитают в морской воде и вряд ли могут отразить температуру мелководья верхнемелового бассейна. А что касается палеотемпература мелководья оксфорд-киммериджского бассейна по установленной здесь палеотемпература в 21°C, также является заниженной, поскольку оксфорд-киммериджский тропический бассейн барьерных рифов находился в соседстве эвопоритового бассейна Южного Дагестана, характеризующего более высоким палеотемпературным показателем мелководья

(>30-35°C). Низкие температурные показатели коралловых рифов, обусловлены их глубоким катагенетическим изменением в результате постдиагенетических процессов, где первичный биогенный магнезиальный кальцит трансформировался в кальцит. При этом значительная часть магнезия выщелачивалась и перешла в вмещающие породы.

В целом нам удалось по Са/Mg индексу и выборочно по изотопной палеотермометрии в раковинах беспозвоночных раскрыть эволюцию палеотемпературы в мелководье мезокайнозойских бассейнов в пределах Южно-Каспийского бассейна и Восточного Азербайджана.

Эти данные были первой попыткой общегеологическими и геохимическими исследованиями раскрыть эволюцию палеотемпературы в древних водоемах и имеют принципиально важное значение для познания палеоклимата мезокайнозойских бассейнов Азербайджана и Южного Каспия.

ГЛАВА IV. ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗОВ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЛИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА.

Выше было отмечено, что палеогеографии нижнего плиоцена ПТ Южного Каспия и Восточного Азербайджана посвящены многочисленные работы,

освещенные в республиканской, русской и зарубежной литературе. Большинство этих работ, выполненных в разные времена прошлого столетия, базируются на палеотектонических построениях, например, палеогеографические реконструкции в них носят фрагментарный характер. В последнее время результаты временных разрезов МОГТ дают интересные данные. К сожалению, не были проведены геофизические исследования с учетом сейсмостратиграфических построений, в седиментологии и палеогеографии Южного Каспия и Восточного Азербайджана.

Кроме того, палеогеографический анализ и составление палеогеографических карт выполнялись на основании общегеологических и тектонических анализов территорий. В лучшем случае использовались результаты сейсморазведки и других региональных геофизических исследований. Не были составлены палеогеографические карты продуктивного бассейна на основе фациального анализа разрезов, также не проводились специальные палеогеографические исследования.

Детальные палеогеографические исследования и фациально-генетический анализ разрезов плиоцена за последний 20 лет выполнен автором этой монографии.

Палеогеографическая реконструкция верхнего плиоцена Азербайджана, можно сказать, не были реализованы, и лишь ограничивались составлением примитивных схематических литолого-фациальных карт, палеогеографическая сущность которых очень далеко от

реальности (Геология Азербайджана, том II, литология). В разделе «История изученности акчакылских отложений» нами была критически рассмотрена сущность этих карт. Палеогеография акчакыла нами далее будет подробно рассмотрено при освещении и описании палеогеографической реконструкции позднего плиоцена.

Для каждой нормальной, кондиционной палеогеографической карты очень важно использование фациальной основы. Поэтому ниже первоначально освещается фациально-генетический анализ отложений продуктивной толщи на базе изучения 50 разрезов, охватывающих всех структурно-фациальных зон распространения ПТ. Тоже самое можно сказать при палеогеографической реконструкции позднего плиоцена, где палеогеографические карты были построены на базе фациально-генетического исследования в акватории и на суше 70 разрезов, охватывающих за исключением Нахчиванскую АР, все регионы Азербайджана.

4.1. Фациально-генетический анализ отложений продуктивной толщи Азербайджана

О фациальном строении продуктивной толщи по результатам геологических, седиментологических и сейсмостратиграфических исследований освещены в литературе в различных уровнях седиментологических знаний (А.С.Ковалевский, В.П.Батурин, Л.В.Пуставалов, А.И.Конюхов, П.Л.Авдусин, А.Г.Коссовская, А.П.Потапов, А.А.Ализаде, А.Д.Султанов, В.А.Горин, А.Г.Алиев,

П.З.Мамедов, Н.В.Пашалы, Э.Г.Алиева, Н.С.Абдуллаев и др.). Однако в последние 15-20 лет на основании фациально-генетического анализа полевых и разрезов глубоких скважин собственные палеогеографические исследования провел Ч.М.Халифа-заде со своими учениками. Автором монографии в фациально-генетическом строении продуктивной толщи установлен три типа фациального комплекса: континентальные, субконтинентальные морские отложения.

В свое время фациально-генетический анализ разреза продуктивной толщи были выполнены Г.Й.Шиловым, П.З.Мамедовым, Л.М.Халиловой и Н.Р.Абдуллаевым на основании ГИС и сейсмостратиграфического анализа. Между тем эти исследователи, также в разрезах продуктивной толщи выделили континентальные, дельтовые и морские отложения. Однако по физической характеристике отложений продуктивной толщи выделить таких генетических типов без комплексирования со седиментологическими данными не внушает доверия и требует уточнения. Мы считаем, что в этой проблеме интеграции геофизических исследований со седиментологии дают убедительные результаты и раскрывают реальную картину.

В последнее время на основании секвентстратиграфии выделение фациальных типов отложений продуктивной толщи и частично плейстоцена занималась Э.А.Алиевой (Алиева, 2015). При этом она

использовала полевые разрезы продуктивной толщи Абшеронского полуострова и керны глубоких скважин балаханской свиты месторождения Булла-дениз. Фациально-генетический анализ продуктивной толщи нами выполнен по классической методике Ю.А.Жемчужникова, П.П.Тимофеева и Л.А.Ботвинкиной (Ботвинкина, 1962). Здесь выделение фаций как генетическое тело была реализована только по известным генетическим признакам отложений. Мы считали, что выполнение фациального анализа по классическому методу очень надежно и не остается место для сомнения, для полемики, чтобы доказать достоверность данного метода. Таким образом по фациально-генетическому анализу продуктивной толщи были установлены три генетического комплекса, которые охватывают аллювиально-дельтовые, лагунно-заливную, континентальный шельф и континентальный склон и пелагическую зону. Внизу иллюстрировано в виде таблицы и диаграммы в продуктивной толще континентальных, субконтинентальных и морских фаций (таблица 4.1., рис.4.1).

Ниже рассмотрим описание выделенных фаций:

Континентальные отложения: распространение континентальных отложений наглядно иллюстрировано в таблице 4.1 и диаграмме (рис.4.1). От таблицы и диаграммы ясно, что из семейства континентальных отложений нам удалось выделить две фации. Из них аллювиальная фация распространена в восточных

районах в структуре свиты перерыва и частично балаханской свиты на Абшеронском полуострове в разрезах Ясамал и Кирммаинской долинах, Масазыр и Кала. Кроме того, аллювиальная фация была прослежена в керновых материалах глубоких скважин площадей Восточная и Западная Абшеронская.

Кроме того, мы аллювиальную фацию установили в Нижне Куринской впадине в составе XX горизонта, который является аналогом свиты перерыва. Конкретно мы установили аллювиальную фацию в составе XX горизонта в полевых разрезов Большой Харамы, Малый Харамы в керновых материалах глубоких скважин пл. Камаладдин. для ПТ аллювиальных отложений характерно наличие слабо сцементированных гравелитистых песчаников с включениями черных галек. Аллювиальные отложения были установлены по следующим генетическим признакам.

Литостратоны продуктивной толщи	Микро-циклы	Континентальные отложения		Субконтинентальные отложения					Морские отложения						
		Програвийный	Аллювиальный	Дельта	Аван-дельта	Подводная дельта	Бар, кос, вал	Лагуны и заливы	Литораль	Суб-литораль	Эпи-нерит	Интра-нерит	Континентальный склон	Турбидит	Пелагеля
Сураханская свита	Неполный цикл эрозии														
Сабунчинская свита															
Балаханская свита															
Свита перерыва															
НКГ	IV	Регрессионная часть													
НКП															
КС	III	Регрессионная часть													
ПК															
КаС	II	Регрессионная часть													
	I	Регрессионная часть													

Рис 4.1. Схема распределения фации в литостратиграфических подразделениях продуктивной толщи в пределах западного борта Южного Каспия

а) в песках и песчаниках отмечаются слабо выраженная косослоистая текстура; в разрезах свиты перерыва количество косолоистых текстур по сравнению с древними аллювиальными отложениями отмечаются фрагментарно (Тимофеев, 1970; Хәлифәзadə, 1982).

Они совершаются в трех-четырех этажных сериях и толщина серии также встречается в сокращенном виде и меняется в интервале 30-40 см. В контакте серий часто встречаются плохо отсортированные песчано-алевритистые глины. На поверхности

плохоотсортированных глин фиксируются слабые признаки волн.

Таблица 4.1.

Классификация и распределение фаций в раннем плиоцене (продуктивная толща) в западном борту Южного Каспия и Восточного Азербайджана

Континентальные отложения	Субконтинентальные отложения	Морские отложения
1. Проллювиальные 2. Аллювиальные 3. Аллювиально и дельтовая равнина и пойма	1. Дельта 2. Авандельта 3. Подводная часть дельты 4. Бар, кос, вал 5. Лагуны и заливы	1. Литораль 2. Сублитораль 3. Эпинерит 4. Интранерит 5. Фации континентального склона (каньоны и канавы) 6. Песчано-турби-тидные системы 7. Пелагическая фация

В косослоистых сериях толщина косых слойков – 2-3 см и угол наклона слойков колеблется в пределах 15-20°. В различных стратиграфических уровнях азимут косых слойков остается относительно стабильным либо же изменяется в интервале 30-40°.

б) Обычно в косых сериях ритмические распределения обломочного материала также слабо выражено. В основании серий ясно бросаются в глаза слои гравелитов. В их средней и верхней частях грубозернистые слои, замещаются мелкозернистыми песчаниками и алевроитами.

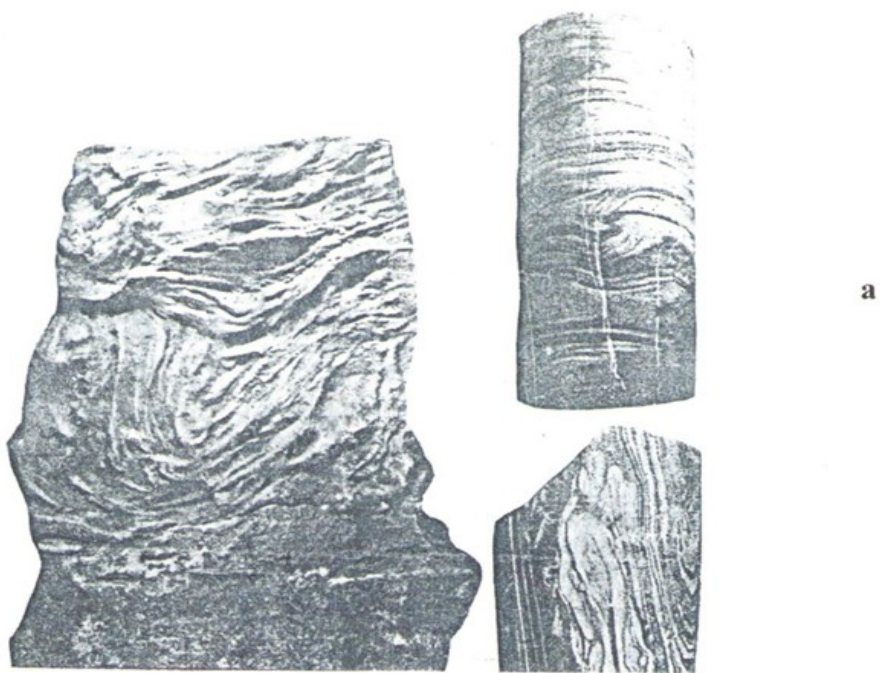


Рис. 4.2. Различные типы текстур подводных оползней в Балаханской свите, Кирмакинские и Бинагадинские долины;

а) характерные макротекстурные признаки в континентальных отложениях;

б - совместные разрезы продуктивной толщи акчакыла в Северо-Восточном Гобустане.

в) Во всех аллювиальных толщах их низы (нижний контакт) носит эрозионный характер. Глубина эрозии меняется в пределах от нескольких см-ов до 10 см-ов. В балаханской свите и свита перерыва массивные аллювиальные песчаники с эрозионным контактом залегают на дельте, авандельте, литорале, сублиторале и фрагментарно лежать на эпинеритовых отложениях. В

вертикальном разрезе аллювиальные отложения чередуются с плохо отсортированными песчано-алевритистыми глинами. Эти глины мы относим к пойманным отложениям. А эти слои принимаются как древние пойменные отложения. Аллювиальные отложения в зависимости от распределения древних палеорек и по петрографическому составу встречаются в двух типах. Если они связаны с притоками палеоволги в разрезах Северо-Абшеронской складчатой зоны и Абшеронского полуострова аллювиальная фация представлена песчаниками светло-желтого цвета и минералогически представлены зернами кварца. А в разрезах Нижне-Куринской впадины аллювиальные песчаники встречаются с неясно косослоистой текстурой светло бурого цвета и представлены полиминеральными песчаниками, где доминируют основные фельдшпаты. В вертикальной разрезе, свиты перерыва и частично балаханской свиты они замещаются дельтовыми, лагунно-заливными и различными мелководными морскими отложениями.

Обычно аллювиальные отложения связаны регрессивной частью макро- и мезоциклов, образуют парагенезисы с различными фациями континентального и субконтинентального генезиса при минимальном уровне продуктивного бассейна.

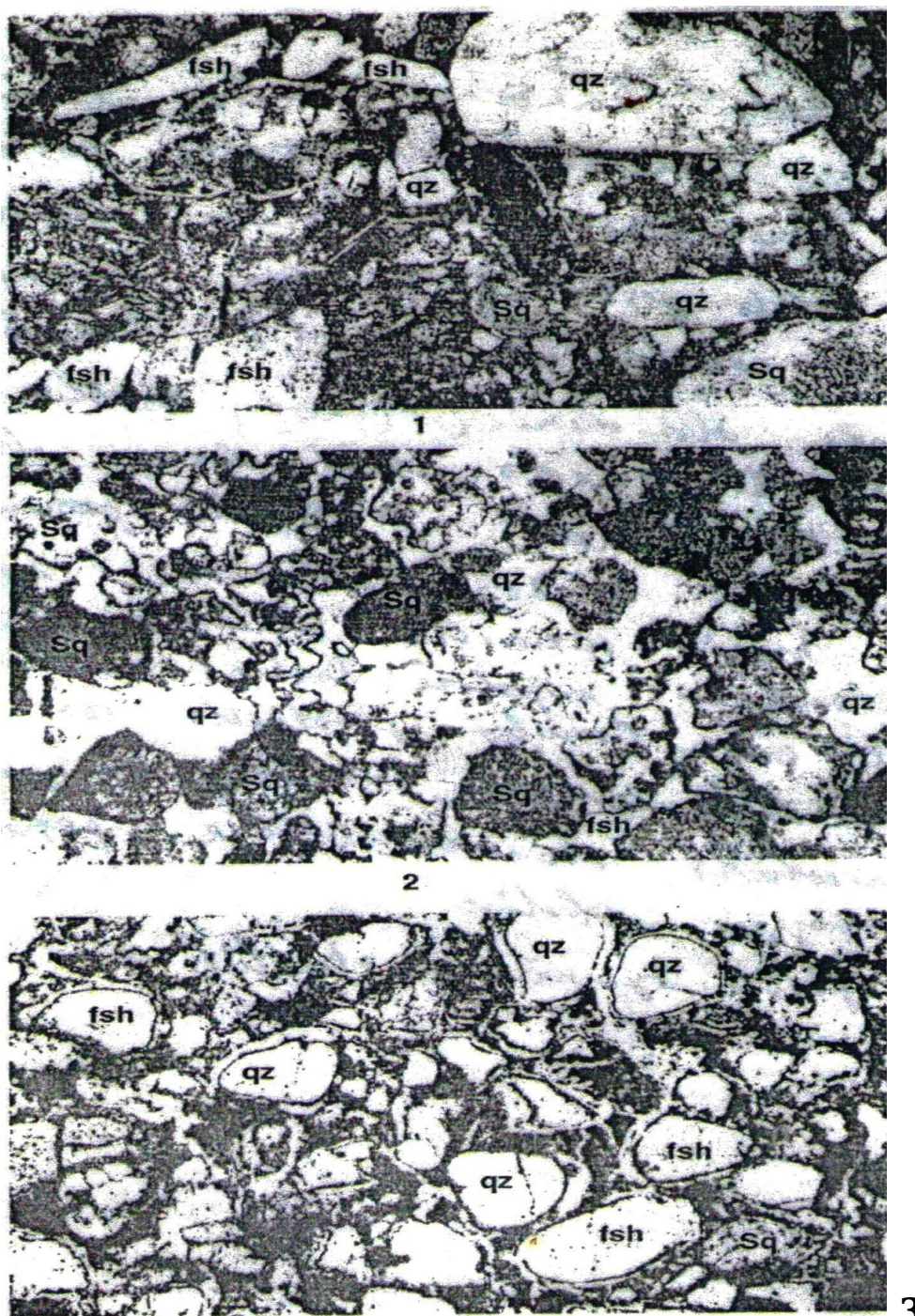


Рис.4.3. Микротекстуры аллювиальных кварцевых песчаников ПТ.

1-плохоотсортированные крупно-среднезернистые песчаники (X64// пл.западно Абшеронская -БС);

2-плохоотсортированные мелкозернистые кварцевые песчаники (X54//пл.Дубенди -БС);

3-Алевристые мелкозернистые дельтовые

песчаники (Х64//остров песчаный(3041-3042м) -БС)

Проллювиальные отложения в фациальном строении продуктивной толщи имеют очень ограниченное распространение. Они были обнаружены нами в составе сураханской свиты в западных районах Гирдыманчай, Гекчай и Турянчай. В Гирдыманчае в разрезах сураханской свиты встречаются плохоотсортированные песчано-алевролитовые породы с мощностью 20-30 см, представленным песчанистым гравелитом, гравелисто-глинисто-алевролитовыми песчаниками, реже песчанистыми алеролитами с многочисленными включениями черных галек. Здесь в гравелитисто-песчаниках и песках установлены обломки вулканитов байосской порфиритовой толщи. В песчанистых гравелитах нередко встречаются пластинки и линзы гипса. Проллювиальная фация по простирацию слоев замещаются лагунно-заливными отложениями. В разрезах Турянчая и Гекчая проллювиальные отложения со стратиграфическим несогласием залегают на размытой поверхности лагунно-заливных отложений.

Субконтинентальные или же переходные отложения широко распространены в разрезах продуктивной толщи. Распространение субконтинентальных отложений иллюстрировано на рис.4.1.

А в продуктивной толще Западного борта Южного Каспия субконтинентальные отложения представлены в следующих фациях- дельта, авандельта и подводная часть дельты, лагун и заливов, баровые «песчаники». Для

субконтинентальных отложений продуктивной толщи характерна быстрая смена фаций в небольшом расстоянии. Кроме того, в этих отложениях наблюдается сближение слоев в основании серии в косослоистой и клиновидной слоистых текстурах. А авандельтовых, подводной части дельтовых отложениях широко распространены оползевые текстуры (рис. 4.2.). Более того эти отложения слабо сцементированы первичными карбонатами кальция.

Дельтовые отложения мы по ряду генетических признаков разделили на более дробные подразделения – дельта, авандельта и подводная часть дельты. Однако они по общей схожести между собой анализируются на одной плоскости. Распространения дельтовых отложений в разрезах продуктивной толщи наглядно иллюстрировано в таблице 4.1 и на рис.4.1 как видно из таблицы 4.1 и рисунка 4.1 дельтовые отложения широко распространены в строении регрессивных элементов макроциклов и их развитие обусловлено низким состоянием уровня продуктивного бассейна. Поэтому мы наблюдали широкое распространение дельтовых отложений в разрезах продуктивной толщи Абшеронского полуострова, Абшеронского архипелага и в Нижне Куринской впадине (рис. диаграм 4.1 и дополнительные рис. 4.3). Мы типичные дельтовые отложения выделили в полевых разрезах свиты перерыва и частично балаханской свиты Ясамалинской и Кирмакинской долин. Кроме того, мы определили и

выделили дельтовые отложения в разрезах СП, БС, а также НКП и ПК Нефт дашлары, остров песчаный и фрагментально Гюнешли. Кроме того, мы дельтовые отложения обнаружили в составе XX горизонта в полевых разрезах Большой и Малой Харамии и пл. Камаладин и Пирсаат (см. рис диаграм 4.1 и дополнительный рисунок 4.3). На площади Булла-дениз мы обнаружили фацию подводной части дельты в разрезах V, VII и VIII горизонтов (рис. диаграм 4.1. и дополнительный рис 4.2.).

Для дельтовых отложений продуктивной толщи характерны следующие признаки: а) мелкие-средние и мелкозернистые массивные пески и песчаники, где их толщина изменяется в пределах 15-35 м. в песчаниках в основании косослоистые серии слойки сближаются в основании серии словно напоминают лучи, выходящие из одной точки, либо же это слойки в сериях воспринимают веерообразную форму.

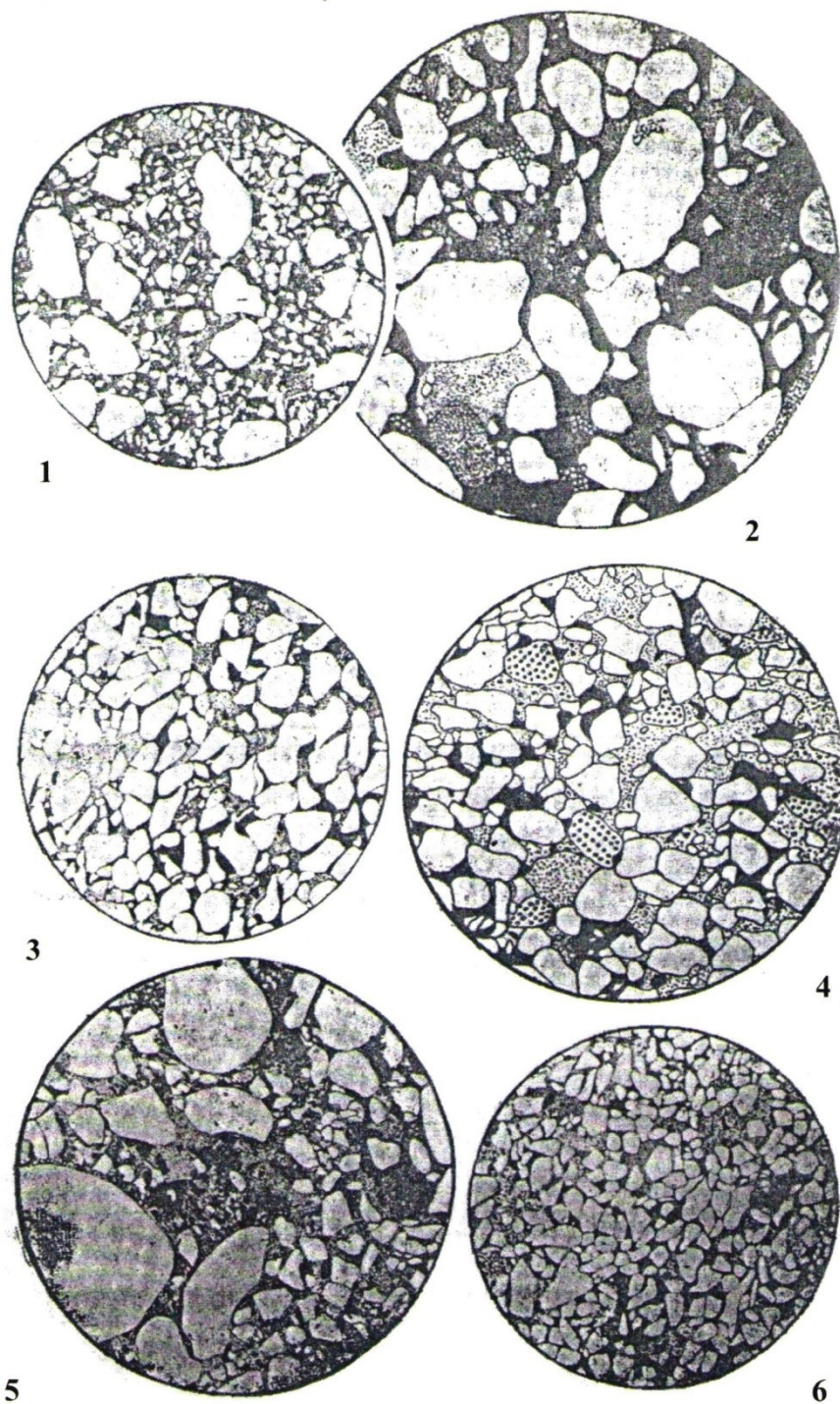


Рисунок 4.4. Микроструктуры песков ПТ (X 24, николII)

1, 2, 3 - плохоотсортированные алювиальные и дельтовые отложения

3, 4, 5 - Литоральные, сублиторальные морские отложения, Ясамальская долина БС.

Это связано, характером гидродинамики воды, которая способствуют разветвлению, либо же разделению речного потока при входе его в бассейн седиментации.

б) в песчаниках контактовых линий косых сериях принимают форму клина. Размер косых серий колеблется в пределах 25-30 см. Иногда в косых сериях слойки принимают веерообразную форму. Когда поток дельты при входе в бассейн, за счет гидродинамики дельтовой зоны трансформируется в веерообразную текстуру, что отражается в макротекстуре обломочных осадков. В косых сериях толщина веерообразных слойков меняется в диапазоне 0.2-30 см.

в) в основании серии косослоистой системы часто встречаются включения кварца и черных аргиллитов и глинистых сланцев.

д) в разрезах Абшеронского полуострова (Ясамалы, Кирмакинской долины, Кала и Масазыр) установлены авандельты, в которых нередко отмечаются подводные оползневые текстуры в различных размерах (рис. 4.2). А это в свою очередь свидетельствует о круто наклонном дне бассейна в пределах зоны дельты. Видимо в результате интенсивного накопления механических осадков в наклонном дельтовом склоне происходили подводные оползни.

Фациальный-циклический анализ разрезов показал, что лагунные и заливные отложения в строении продуктивной толщии имеют очень ограниченное

распространение. Эти отложения мы обнаружили лишь в строении сабунчинской и сураханской свитах. Фациальное строение продуктивного бассейна показало, что в заключительной стадии его развития, произошли в период омеления и опреснения бассейна. Он распался на лагуны и заливы. В условиях аридного климата в сураханский век образовались солеродные лагуны и заливы, где произошло накопление карбоната кальция, гипса и сепиолита (Халифа-заде и др. 2006).

Особенно процесс осоленения сураханского бассейна широко проявляет себя в западных разрезах Азербайджана (Гирдыманчай, Туранчай, Саатлы, Джарлы и Кюрдамир). Однако в открытой части продуктивного бассейна образовались слабо изолированные подводные лагуны, где гипсовый галогенез проявляется в ограниченном размере. Как мы выше отметили, что в сураханский век трансгрессия продуктивного бассейна была полностью приостановлена и началась устойчивая региональная регрессия бассейна.

По результатам этих интегральных процессов продуктивный бассейн омелился и распал на лагуны и заливы, и в конечной стадии регрессии он полностью высох и на этом месте образовался полупустынная равнина, где доминировали денудационные процессы. В начальной стадии сураханской регрессии в зависимости от физико-географических условий образовались как соленостные и пресневодные лагуны, наличие последних, которых доказывается широким распространением

остатков пресноводных моллюсков, остракод и отчасти фораминифер. Наличие в сураханский век соленых лагунов доказывается обнаружением целых гипсоносных глинистых толщ в строении сураханских отложений в районе горы Бабазанан (рис.3.8., 3.9). В материалах глубоких скважин месторождений Кяниздаг и Булладениз полисолеродных лагунов во время фациально-генетического изучения разреза Бабазанан мы в сураханской свите обнаружили гипсоносную толщу с мощностью 120 м-ов. Эта толща установлена в северо-западном крыле Бабазананской складки и состоит из чередования тонких слоев гипса и бурых глин. Мы допускаем, что здесь на месте горы Бабазанан была расположена (локализован) Бабазананская полусолеродная лагуна (рис. 3.8., 3.9).

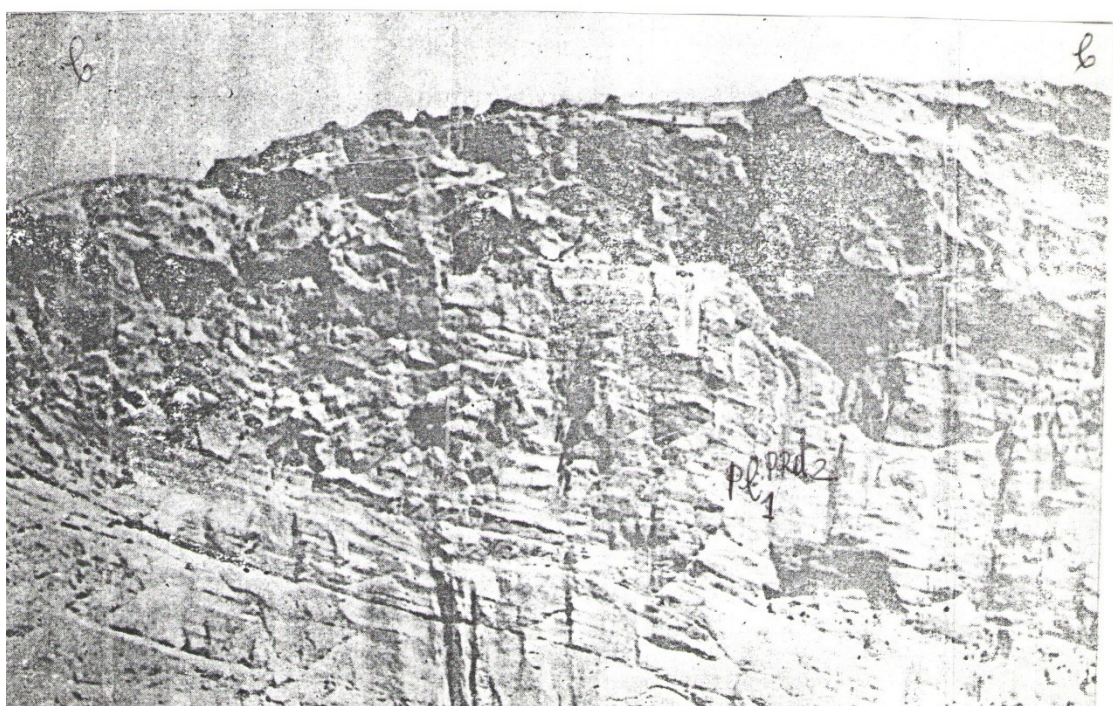


Рисунок 4.5. Выходы на дневную поверхность сублиторальной и эпинеритовой фации: а) выходы отложений Сабунчинской свиты - песчаные пласты чередуются глинами. Ясамальская долина; в) мощные толщи кварцевых песчаников Балаханской свиты, литоральные и сублиторальные свиты, Ясамальская долина.

Фактически здесь установлена лагунная толща с мощностью 120 м, оно состоит из черелования тонких слойков гипса – 3-5 мм и бурых глин с мощностью 10-15 мм. Гипсовые слойки исследованы микроскопическим и рентгенодифрактометрическими методами. Выяснили, что гипсовые слойки помимо гипса содержат 10-15% сепиолита (Халифа-заде и др., 2006). Судя по строению гипсоносной толщи, осаждение гипса происходила в летнее время. При этом соленость сураханских лагунов изменилась в пределах 50-80‰.

Академик Н.М.Страхов (Страхов, 1962) считает, что в континентальных озерах и лагунах осаждение гипса происходит при солености водоема 50‰ и устойчиво держится в его высоких значениях.

Мы выше отметили, что в составе сураханской свиты гипсовые линзы и прозрачные пластинки установлены в Гирдыманчае, Гекчае, Туранчае. Они также связаны с региональной регрессией продуктивного бассейна в условиях аридного климата.

Допускаем, что в сураханский век пресноводные лагуны находились на Абшеронском полуострове и Гобыстане. Эта мысль подтверждается остатками следующих пресноводных моллюсков и остракод установленных в отложениях сураханской свиты Абшеронского полуострова: *Unio Yasamalica Bog*, *Unio sp.planorbis conrilear*, из остракод *Hyocyrus Brady*, *Hyocyrus sp.*, *Cypranatus sp* и др.

Песчаники бар, вал и пересыпей: Эта фация

А.В.Яблоковым, Л.Н.Ботвинкиной и П.П.Тимофеевым по специфическим условиям образования была отнесена к субконтинентальным отложениям и она была нами принята.

Баровые песчаники мы обнаружили по характерным для них макротекстурам. Мы баровые песчаники установили в разрезах балаханской и сураханской свитах в следующих обнажениях: Ясамалинская долина, Масазыр, Гала, Остров Песчаный и Нефть дашлары. По клиновидной макроструктуре в НКБ была условно установлена в разрезах Пирсаат, Нефтчала, Кяниздаг в составе XIV, XV и XVII горизонтов с мощностью 10-15 м. они массивные, со слабо выраженной клиновидной слоистостью. Допускаем, что баровые песчаники образовались в мелководье во флангах дельты и на авандельты палеоволги и палеокуры в благоприятной зоне продуктивного бассейна за счет активной гидродинамики. В результате перерыва и переотложения песков в пределах прибрежной области бассейна эти пески имеют хорошей отсортировки ($S=2.5-2.8$). Что касается песчаников балаханской свиты которые представлены без примесей глин и алевроитов с толщиной 10-15 м, они сложены 80-90% из кварца. Здесь косоолоистая макротекстура песчаников с толщиной 30-35 см представлена клиновидными сериями. Содержание кальция карбоната в них 5-8% без органических остатков.

Баровые песчаники в пространственной позиции в вертикальном направлении вверх по разрезам

замещаются дельтовыми и литоральными отложениями. В баровых песчаниках распространены ассоциации дельтовых минералов. Кроме того, баровые песчаники характеризуются высоким значением физических параметров обломочных пород - пористость и проницаемость. Обычно баровые песчаники находятся в ассоциации с фацией вала и пересыпей.

В фациальном строении продуктивной толщи морские отложения имеют широкое распространение. Можно сказать, в продуктивной толще Абшеронских и Бакинских архипелагов морские отложения занимают почти 75% разрезов. Более того морские отложения имеют широкое распространение в отложениях верхнего отдела продуктивной толщи, особенно в отложениях балаханской и сабунчинской свит (рис.4.4). Морские отложения были определены по следующим генетическим признакам: пески и песчаники однородны и хорошо отсортированы ($So=2.3-2.8$). в них содержание карбоната кальция как всегда превышает 10-15% общей массы. В эпинеритовой зоне отмечаются хорошо отмытые глины. Кроме того, характерны следующие генетические признаки:

а) в маломощных песках и песчаниках и алевролитах наблюдаются четкая картина волнистослоистая, мулдаобразная текстура. По простирацию пластов и слоев видна слоистая текстура и на большой дистанции тип слоистой текстуры остается стабильным.

б) Для морских отложений внешне слоистая текстура – механоглифы, биоглифы и следы волнения и течения очень характерны.

в) В цементе песчаников и алевроитов, а также алевроитовых глинах распространение зеленых пластинок глауконита, известковистых водорослей *coscolitoforid*, которое косвенно подтверждают их морские происхождение.

г) В последнее время, среди глинистых толщ обнаружены массивные хорошо отсортированные песчаники с гравитационной слоистой текстурой, которое мы определили как песчано-турбидные системы (Хәлифәзadə, 1999). Они распространены только в восточных локальных структурах балахаской свиты в пределах Абшеронского и Бакинского архипелагов. Распространение турбидных клиноформ в продуктивной толще также определена П.З.Мамедовым по результатам сейсмической разведки МОГТ (Мамедов, 1990). Мы в разрезах продуктивной толщи Кобыстана, Абшеронского полуострова, НКВ и западного борта Южного Каспия установили следующие морские фации: литораль, сублитораль, эпинерит, интранерит, континентальный склон, турбидные-песчаные системы и пелагическая фация. Ниже рассматриваются содержание каждой выделенной фации в отдельности.

Литоральные отложения в разрезах продуктивной толщи Абшеронского полуострова, Гобыстана, НКВ, Абшеронского и Бакинского архипелагов имеют широкое

распространение (рис. 4.1). Эти отложения были определены по следующим генетическим признакам.

а) Хорошо отсортированные мелко-среднезернистые пески и песчаники, в которых содержание карбоната кальция превышает 10-15% (рис 4.1).

б) На поверхности песчаных пластов хорошо прослеживаются следы волнения и течения. Размер следов волн (валики) 2-3 см и амплитуда 1 см, притом они симметрично расположены на поверхности пластов.

в) В песчаниках и алевролитах отмечаются включения галек с размером 2-5 см. иногда в редких случаях установлены плохоотсортированные песчаники в морских отложениях. Мы допускаем, что это может быть связано ураганными ветрами и сильными волнениями в мелководье продуктивного бассейна.

г) В массивных песчаниках встречаются слабо волновая макротекстура. Толщина песков и песчаников в разрезах продуктивной толщи составляет 3-5 м, а иногда достигает до 10-15 м-ов. Эти песчаники в зависимости от петрографического состава областей денудации могут иметь мономинеральный кварцевый состав, либо же полиминеральный кварц-полевошпатовый или граувакковый петрографический состав. В разрезах ПТ литоральные отложения по простиранию замещаются дельтовыми или различными морскими отложениями. На плане литоральные отложения представлены в виде полос или лент.

Сублиторальные отложения формируются в

активной гидродинамической среде, и они фактически в обнажениях напоминают флишевые отложения, поскольку представлены чередованием прослоев песчаников, алевролитов и глин.

Обычно сублиторальные отложения образуются на глубине 10-15 м. Они в разрезах верхнего отдела продуктивной толщи еще больше распространены и их удельный вес очень велик. А это резко проявляется в разрезах Абшеронского и Бакинского архипелагов. (см. графические приложения на рис. 4.1., 4.2). В разрезах продуктивной толщи западного борта Южного Каспия сублиторальные отложения непосредственно залегают на отложениях литорали, и в вертикальном разрезе замещаются с различными фациями континентального шельфа. Они образуются в активной гидродинамической зоне и поэтому характеризуются ясными морскими макроструктурами. Они подвергаются действиям ветров, дующих от моря к суше и от суши к морю, как например, для восточных и северо-западных вод современного Южного Каспия.

В сублиторальной зоне шельфа в условиях сильного волнения моря образуются маломощные песчано-алевролитые слои (10-30 см) и с характерными для морских отложений волнистыми, косослоистыми и мулдообразными макроструктурами (рис. 4.5.). А в случае гидродинамического спокойствия в сублиторальной зоне продуктивного бассейна формировались более мощные пласты глинистых пород с песчано-алевритовой

примесью. Мы в разрезах продуктивной толщи к субнеритовым отложениям относили чередование маломощных слоев мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями алевроитистых глин. Как было отмечено выше для достоверного определения сублиторальных отложений мы использовали характерные макротекстуры песчано-алевролитовых пород. Эта фация обычно бывает богатой остатками фауны и флоры. К сожалению, мы в ПТ кроме остракод и переотложенных фораминифер редко находили остатки моллюсков и других представителей беспозвоночных. Об этом в литературе имеются множество различных исследований. Мы считаем, что это связано с аномальной солености продуктивного бассейна.

До рассмотрения эпинеритовых отложений дадим некоторые сведения о физико-химической сущности и о распространении этих отложений в морских бассейнах. Обычно эпинеритовая зона занимает среднюю и нижнюю часть континентального шельфа открытых морей. А в интраконтинентальных морях эпинеритовая зона занимает первую половину континентального шельфа. Здесь осадконакопление происходит в пассивной гидродинамической среде. Именно по этой причине в эпинеритовых отложениях макротектурные образования в осадках слабо происходит. За исключением горизонтально-слоистой текстуры, слоистая текстура не была установлена.

В целом мы образования отложений в неритовой

зоне (в пределах континентального шельфа) по фациально-генетическим признакам разделили на две фации – эпинеритовая и интернеритовая. Они широко распространены в верхнем отделе ПТ; не внося ущерб на содержание монографии их характеристику дадим вместе в едином комплексе. Они в продуктивном бассейне формировались в пассивной гидродинамической среде шельфа на глубине 50-200 м.

В продуктивном бассейне мы к эпинеритовым отложениям отнесли алевроито-глинистый комплекс. Фактически на тектонической зоне Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага (Ясамалинская и Гырмакинская долины, Масазыр, Кала, Остров песчаный, Нефт дашлары, Азери, Чираг и Гюнешли) между V и VII горизонтами расположенными алевроито-глинистый комплекс балаханской свиты является прекрасным примером распространении эпинеритовых отложений. Одновременно нижнюю глинистую толщу сабунчи и сураханской свит также относятся к эпинеритовой фации. Кроме того, мы в качестве эпинеритовой фации рассмотрели алевроито-глинистую толщу в разрезах Кяниздага, Дуванны дениз, Сангачал дениз, Хара-Зира и Булла-дениз (см. графики и приложения на рис.4.1., 4.2). В отложениях этой фации мощность мелкозернистых песчаников и алевролитов меняется в диапазоне 10-50 см.

Цвет алевролитовых слоев буровато-серый и они целиком сцементированы карбонатом кальция (10-20%).

Здесь зачастую образование алевролито-глинистого комплекса в мелководье вероятно связано с наличием ураганных ветров в продуктивном бассейне. В алевроито-глинистом комплексе алевролитовые слои занимают его 30-40%. В алевролитах эпинеритовой фации нередко отмечается слабо выраженная горизонтально-слоистая текстура. Наличие слоистой текстуры в алевролитовых слоях вероятно связано неравномерным осаждением глинистых, алевролитовых частиц, в том числе окиси железа, которая придает им бурую окраску. Коэффициент отсортированности алевролитов в эпинеритовой зоне бассейна меняется в пределах $So=2.5-3.0$. Как в обломочных, так и в глинистых породах месторождений Восточного Абшерона, Остров Песчаный, Нефть дашлары, Гюнешли, Азери, Чирак и Достлуг обнаружили в строении балаханской и сабунчинской свит пластинки глауконита в количестве 5-8%. В дальнейшем автор основательно изучил оптические и кристаллохимические свойства пластинок глауконита и высказал о диагенетической концепции их образования (Халифа-заде, 2015). Кроме того Ч.М.Халифа-заде связывает цвет зерен аутигенного глауконита с фациальной обстановкой их образования с батиометрическими зонами их распространения².

Кроме того, в эпинеритовой фации продуктивного бассейна известно распространение остатков известковых водорослей *Coccolitoforid* (рис.4.5).

² Подробная характеристика аутигенного глауконита в ПТ дается в специальном параграфе данной монографии. Они характеризуются различными формами и размерами.

Эпинеритовые отложения в разрезах ПТ непосредственно залегают на литораль и сублиторальные отложения. В вертикальном разрезе они замешаются интранеритовыми отложениями, и они занимают трансгрессивную часть макроциклов.

Интранеритовые отложения в разрезах продуктивной толщи представлены буровато-серыми, красновато-серыми глинистыми прослоями, которые образовались в нижней части шельфа. В глинистых пачках нередко встречаются редкие прослойки алевролитов (1-2 см). Вообще, в глинах этой фации слоистая текстура не наблюдается. Допускаем, что интранеритовые глины образуют трансгрессивную часть макроциклов. В глинистых пачках алевролитовые слои составляют 10-15% общей массы пород. Мощность отложений интранеритовой фации колеблется в диапазоне 10-30 м. фактически глины этой фации представлены смектитами и аутигенными гидратами Fe_2O_3 красновато-серого цвета.

Интранеритовая фация формировалась в нижней части шельфа на глубине 100-200 м. в них совершенно отсутствуют остатки бентоса. В разрезах этих глин нигде не обнаружены следы организмов.

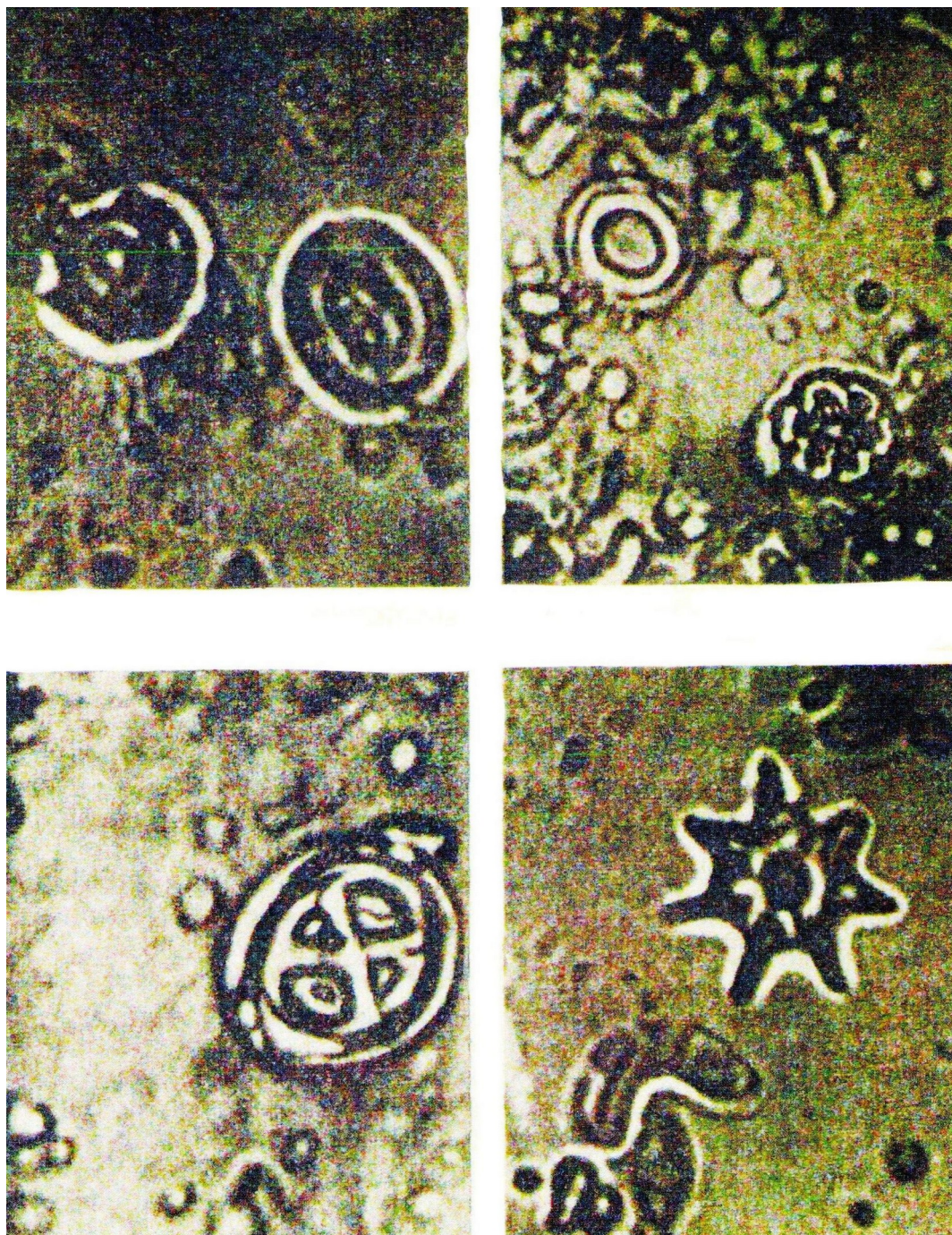
Обнаружение в интранеритовых глинах пластинок зеленого глауконита и остатков планктонных *Coccolitoforid* еще раз доказывает об их глубинной природе. Под микроскопом размер *Coccolitoforid* -ов составляет 0.002-0.005 мм. Определить их под

микроскопом не возможно. Мы изучали их под электронной микроскопом (рис.4.6). В разрезах ПТ интранеритовая фация согласно залегает на алеролитово-глинистой толще эпинеритовой зоны.

Интранеритовые отложения в западном борту Южного Каспия занимают 50-60% разрезов НКГ, БС и сабунчийских свит: следует заметить, что эти отложения в разрезах глубоких скважин характеризуются низким значением КС (2-3 ом) и других параметров по промыслово-геофизическим данным ГИС.

Наличие глубоководных фаций в разрезах продуктивной толщи были определены П.З.Мамедовым (Мамедов, 2012) на основании анализа временных разрезов МОГТ. Этот исследователь по косослоистым клиноформам во временных разрезах выделил песчано-турбитидные системы. Позже А.Стертерлинг (1996) сравнивая условия образования ПТ Южного Каспия с плиоценовыми отложениями Мексиканского залива высказал мнение, что в первых имеются благоприятные условия для образования турбитидов. В конце прошлого столетия идею А.Стертерлинга реализовал в жизнь Ч.М.Халифа-заде (Халифа-заде, 1999). На основании фациально-генетического анализа отложений ПТ в разрезах глубоких скважин автор, в нефтегазовом месторождении Чираг в скважине 1, пробуренной буровой организацией БП в разрезе балаханской свиты установлена три фациального комплекса, которые характеризуют глубоководные отложения. В этой

скважине были обнаружены пласты микроконгломератов с мощностью 0.3-0.5 м, которые в 150 м-ов разрезе повторяются три раза (рис.3.11). Микроконгломератовые слои плохоотсортированы и состоять из остроугольных галек песчаников, темносерых сланцев и карбонатных пород; галки микроконгломератов остроугольные и крайне плохо отсортированы. Эти породы встречаются в единой ассоциации с турбитидными песчанными системами и отложениями подводной части дельты, что однозначно, и косвенно доказывает, что микроконгломератовые пласты являются склоновыми отложениями. Таким образом в разрезе скв №1 нефтегазового месторождения Чираг обнаружены типичные глубоководные склоновые отложения и турбитидные-песчаные системы (см. рис.3.11., 3.12).



Рис

.4.6. Различные формы Соссолитовых водорослей в глинах продуктивной толщи (Коссовская, 1954). Увеличена X800-1000

Отложения континентального склона и турбитидные песчаные системы. Песчано-турбитидные системы в строении ПТ мы обнаружили по следующим генетическим признакам:

- а) Прежде всего в результате макротекстурного

анализа в разрезах месторождений Азери, Чираг в песчано-алевролитовых пачках, вернее в V, VI и VIII горизонтах мы установили песчаники явно гравитационной текстурой. В этих песчаных слоях наблюдается ритмическое распределение песчано-алевритового материала. От подошвы кровлю песчаных слоев обломочный материал имеет ритмическое распределение. В основе таких турбидитных песчаников обнаруженные гравелитовые и микроконгломератовые слои залегают несогласно на глинистых пластах, где в их поверхности отмечаются следы размыва.

Следует заметить, что распределение обломочного материала в косых сериях наблюдаются в двух генетических типах песчаников: аллювиальные и турбидитные песчаные системы. Обычно в первом генетическом типе в косолистых песчаниках обломочный материал распределяется ритмически, а в косых слойках наблюдается растительный детрит и побеги растений располагаются по направлению суспензионного потока. Однако во втором генетическом типе ритмическое распределение песчаных частиц происходит в горизонтальных слойках: они очень карбонатны, примесь растительного детрита в них не встречаются. При прослеживании этих песчаников по простиранию пластов раскрываются их генетическая сущность. При прослеживании первого генетического типа песчаников мы удостоверились их замещением с флювиальными отложениями. А второй генетический тип

песчаников по простиранию замещаются отложениями континентального склона, либо же различными фациями континентального шельфа. Именно, в разрезах ПТ месторождении Азери и Чираг обнаружен второй генетический тип пелагические турбитидные-песчаные системы.

б) Второй генетический признак песчано-турбитидных систем является нахождение их в парагенезисе с плохоотсортированными микроконгломератовыми слоями континентального склона. Это ясно прослеживается в разрезе скв 1 месторождения Чирак в строении балаханской свиты (рис.3.11.) где темно-серые микроконгломератовые слои сложены плохоотсортированными и остроугольными гальками и гравелитами. Эти конгломераты чередуются мелко-среднезернистыми песчанками, которые не обладают слоистой текстурой (рис.3.11). кроме того в начале разреза встречаются грубозернистые песчаники с веерообразной текстурой. В песчаниках, которые характеризуются гравитационной текстурой нам удалось обнаружить светло-зеленые пластинки глауконита.

Мы, плохоотсортированные песчаники и микроконгломератовые слои с учетом их характерного парагенезиса относили к отложениям континентального склона. С генетической точки зрения эти песчаники и конгломераты принадлежат к отложениям коньонов и каналов. Они в этом разрезе, образовав парагенезис с турбитидными песчаными системами преобретают

большое палеогеографическое значение.

в) Кроме того турбитидно-песчаные системы были обнаружены в восточных структурах (в направлении Вебер-Ферсман) на временных разрезах МОГТ (Мамедов, 1990). П.З.Мамедов в балаханской свите установил косослоистые клиноформы, которые интерпретировал как турбитидно-песчаные системы (рис 3.12.). Интересен тот факт, что на сеймостратиграфическом разрезе турбитидно-песчаные системы встречаются в едином парагенезисе с дельтовыми и авандельтовыми отложениями. На основании полученных аналитических материалов мы допускаем, что продуктивный бассейн в балаханский век имел крутой континентальный склон по Сангачал-Огурчинскому глубинному разлому. Здесь континентальный склон продуктивного бассейна в восточном и юго-восточном направлении резко переходит в пелагическую зону. А в пелагической зоне осадконакопление происходило в глубинной части водоема в спокойной обстановке, что благоприятствовал образованию глинистых толщ в условиях декомпенсированной седиментации. Однако в нижней части континентального шельфа большая скорость накопления механических осадков и сейсмическая активность и время от времени моретрясение способствовали возникновению оползней в низах интранеритовой зоны и образованию на континентальном склоне плотных суспензионных потоков. Плотный суспензионный поток, двигаясь вниз, в каньонах и

каналах осаждал грубозернистые осадки, а тонкозернистые части нес вниз и полностью потерял энергию в переходной зоне в абиссале в спокойной обстановке суспензионный поток осаждал песчано-глинистый материал, на глубоководной части водоема образовал турбитидно-песчаные системы. Таким образом в больших глубинах продуктивного бассейна среди глинистых толщ возникали турбидитно-песчаные системы. (рис. 3.10., 3.11).

На основании фациальной зональности континентального шельфа, и используя в этом районе сейсмографическую информацию, мы допускаем, что Бакинский архипелаг на юго-востоке переходит в более наклонный (крутой) континентальный склон. В этой части продуктивного бассейна допускаем возможным образование клиноформов и косослоистых седиментологических тел. (рис. 3.12.). Вследствии активной тектонической деятельности крипто-рифтогенные процессы на континентальном склоне произошли оползни, которые сползая вниз образовали суспензионные потоки. Последние срезая поверхность континентального склона создавал каньоны и канавы, где грубозернистый материал, осаждаясь в каньонах и канавах, образовал пласты линзы на подобие олистолитов (см. рис. 3.11.). Остальная часть обломочного материала с помощью суспензоидных потоков сносилась в абиссальную зону. В спокойной обстановке суспензидные потоки осаждались в виде турбитидно-песчаных систем,

которые мы называли грубозернистыми турбитадами (рис. 3.9.).

Мы на основании фациально-генетического анализа разрезов ПТ и материалов сейстраграфических исследований на рисунке 3.12 рассмотрели распространение турбидитов и создали идеализированную генетическую модель песчано-алевристовых турбидитных систем различного гранулометрического спектра.

Как ясно из генетической модели в пелагической части балаханского бассейна формировались песчано-алевролитовые и глинисто-алевролитовые турбидитные системы. В разработанной генетической модели на континентальном склоне балаханского бассейна произошли оползни и в результате движения суспензоидных потоков вниз образовался Каньон и в конце каньона в пелагической зоне формировались песчано-турбидитные системы. От рис. 3.10 ясно, что здесь движение подводного потока носило дивергентный характер и иллюстрирует реализацию механической дифференциации осадков. Блок-диаграмма образования турбидитно-песчаных систем иллюстрирует распространение начиная с территории месторождений Азери, Чираг и видимо завершилась на юго-востоке Бакинского архипелага в структурах Араз, Алов, Умид и Машал (рис.3.13.).

Мы считаем, что расположение в глубоководных структурах в пелагической зоне в глинистых толщах и с

мощностью 10-15 м турбитидно-песчаные системы имеют большое практическое значение. Распространение в смектитовых глинистых толщах турбитидно-песчаные системы могут быть прекрасным резервуаром для скопления природного газа. Нам кажется, что недавнее открытие в продуктивной толще, на газоконденсатное месторождения Умуд среди однородной глинистой толщи, структуры линзы могут быть неоспоримым примером для доказательства нашего тезиса. Кроме того, в палеогеографической карте наглядно иллюстрировано зональность в расположении различных типов дельтовых фаций в тектонических структурах Абшеронского и Бакинского архипелагов. Более того в указанной палеогеографической схеме показано, что зона накопления авандельтовых отложений характеризуются высокой геодинамической напряженностью и их переход непосредственно в континентальный склон, наглядно доказывает вероятность образования турбитидно-песчаных систем в отложениях продуктивной толще Южного Каспия (рис.3.12).

4.2. Фациально-генетический анализ акчакыльских отложений.

На западном борту Южного Каспия и Восточного Азербайджана литологические исследования и фациально-генетический анализ акчакыльских отложений проводились фрагментарно и далеко недостаточно. Литология акчакыльских отложений западного Азербайджана в середине прошлого столетия были

изучены А.Д.Султановым и З.М.Ализаде. Мы в этих работах не встретили фациально-генетический анализ акчакылских отложений, и не были выполнены никаких генетических построений. За последние 20 лет литология акчакылских отложений рассмотрены М.Б.Хейировым во второй томе «Геология Азербайджана» (том II, литология). В этой работе М.Б.Хейиров (Хейиров, 1999) обобщил литературный материал об акчакыле Азербайджана и иллюстрировал в ней две литолого-фациальные карты, где из акчакылских отложений этот автор выделяет следующие пять литофаций – глины, песчанистая глина, глинистые известняки, алевроитистые, песчанистые глины и пирокластические породы. Иллюстрированные им литолого-фациальные карты совершенно не имеют генетического содержания и при палеогеографических построениях, они не могут быть использованы. Отсюда ясно, что в Восточном Азербайджане, также как на западном, иллюстрированные литолого-фациальные карты являются примитивными и не могут быть продуктивно использованы другими исследователями. Прежде всего, для составления фациально-палеогеографических карт акчакылского бассейна необходимо была провести фациально-генетического анализа стратотипических и рабочих разрезов акчакыла для всех структурно-фациальных зон в Азербайджане. Мы кроме Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана акчакылские отложения изучали в плане фациально-

генетического анализа в НКВ и Шамахи-Гобыстанской складчатой зону, Гянджабасаре и Аджиноурской впадине. В результате проведенных работ в течение десяти лет из акчакылских отложений выделили девять фации, объединяемые в три генетические группы: континентальные, субконтинентальные и морские отложения. В таблице 4.2 даны установленные в акчакылских отложениях распространения установленных фаций в подярусах акчакыла, также дана в рис.4.6. Ясно, что в акчакылских отложениях доминируют морские фации. В то же время как континентальные и субконтинентальные отложения проявляются лишь в верхнем акчакыле. Фактически они занимают 20-25% всех разрезов акчакыльских отложений. Ниже дается характеристика всех фацциальных комплексов акчакыльских отложений.

Континентальные отложения в основном распространены в верхнем акчакыле и они занимают узкую полосу в пределах Южного Склона Большого Кавказа, фактически они представлены грубозернистыми аллювиальными и пролювиальными отложениями. В предгорных разрезах эти отложения наблюдаются в районах селений Ашаги Зеузит, Дашагил, Кунгют, Сарыбаш и в западном направлении они установлены у селения Дашбулаг и Дашйуз. Ниже даем описание отдельных представителей данного класса. Флювиальные отложения нами установлена в окрестностях селений Дашбулаг и Дашйуз; а на северо-востоке они обнаружены

в бассейнах рек Гусарчай и Кудялчай. Кроме того, эти отложения описаны нами по ряду селений Шекинского района – Джафарабад, Бойук Дахна, Гойбулаг, Ашаги Зеузит и тд.

Здесь пролювиальные отложения представлены плохоотсор-тированными конгломератами, гравелитами, суглинками, супесью, а также глинами обогащенными песками и алевритами. Среди них наблюдаются расположенные по направлению селевого потока углефицированные растительные остатки. Эти отложения, можно сказать, полностью лишены от примесей карбоната кальция и для них характерны частое изменение литологического состава пород на коротких расстояниях. Здесь мощность пролювиальных отложений меняется в пределах 15-50 м.

Аллювиальные отложения в строении акчакылского комплекса принимают еще слабое участие, и они часто встречаются в одном парагенезе с пролювиальными отложениями. Распространение аллювиальных отложений наглядно иллюстрировано на рис.4.7.

Аллювиальные отложения сравнительно слабо отсортированы и представлены конгломератами, гравелитами и чередованием песчано-алевристов и песчаными глинами. Они фактически являются продуктами мелких горных рек. Мощность аллювиальных отложений колеблется в интервале 10-20 м.

Иногда в аллювиальных отложениях акчакыла отмечаются слабовыраженная косослоистая текстура. В

них косослоистая текстура имеет только двухъярусное строение. Кроме того, в этих сериях очень слабо выражено ритмическая сортировка обломочного материала. В косых сериях часто отмечаются включения галек и гравия, которые расположены по течению потоков. Гравийные включения в косых сериях минералогически представлены кварцем, карбонатным и темно-серыми и черными сланцами. В этих пластинках можно сказать, не установлена карбонатного цемента. По простиранию пластов в коротком расстоянии их литологический состав и макротекстура резко меняется. В Гусарском заливе в верхнеакчакылском бассейне аллювиальные отложения более мелкозернисты и маломощны. Среди аллювиальной пачки мы встречали чередование мелкозернистых песчаников, алевролитов и алевролитовых глин без признаков косой и косоволнистой слоистой текстурой, которые мы относим к пойманным отложениям. В целом здесь мелкозернистый характер аллювиальных отложений обусловлена низкой высотной области денудации и мелкозернистостью осадочных толщ в источниках питания палеоген-миогеновых отложений.

Субконтинентальные отложения представлены лагунно-заливными отложениями. Они распространены в верхнем акчакыле в восточном и центральном Азербайджане, которые ясно иллюстрированы на рис.4.7.

Из рисунка 4.7 ясно, что лагунно-заливные отложения развиты лишь в самой верхней части верхнего акчакыла в районе Гянджа-басар и Аджиноурской

впадине. Ареол их распространения еще ясно иллюстрирована на палеогеографической карте позднего акчакыла. В отличие от лагунов продуктивной толщи мы в акчакылских отложениях установили лишь пресноводные лагуны и заливы. Для акчакылских лагун и заливов характерны следующие генетические признаки:

а) в разрезах лагунно-заливных отложений грубозернистые породы не отмечаются. В песках и органогенно-детрусовых известняках наблюдается слабовыраженная косоклиновидная слоистая текстура, где мощность косоволнистой серии достигает 20-25 см.

б) в темно-серых глинах этой фации карбонат кальция либо не отмечается, либо же ничтожно мало (0.2-2.4).

Таблица 4.2.

Классификация фациальных комплексов, установленных в акчакылских отложениях полевых разрезов и глубоких скважин Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана.

Континентальные отложения	Субконтинентальные отложения	Морские отложения
1. Пролювиал 2. Аллювиал	1. Пресноводные лагуны и заливы	1. Литораль 2. Сублитораль 3. Отложения течения 4. Эпинерит

		5. Интранерит 6. Абиссальные отложения (пелагическая фа́ция)
--	--	--

в) в акчакылских лагунно-заливных отложениях наличие маломощных (0.5-2.5 м) детрусовых и ракушняковых известняков очень характерно.

г) в лагунно-заливных отложениях широко распространены пресноводные моллюски (*Unio*, *Anadonta*, *Helix*, *Potomites* и др.). Кстати пресноводные моллюски досконально были изучены Т.С.Гараевым и Л.И.Алиевой в разрезах Нафалан, Дуздаг, Боздаг, Годжашен и Алджиганчай.

д) в алевритистых глинах, глинистых алевритах, лагунно-заливной фации отмечаются остатки стеблей и корней хвойных растений и многочисленные включения растительного детрита и шлама из семейства игольчатых растений. Пресноводные моллюски *unio* и *Helix* мы установили у высокогорного селения Гузин Гусарского района, в бассейне реки Кудиялчай Кубинского района и в горе Годжшен Шекинского района.

Лагунные глины акчакыла представлены каолинитом и гидрослюдой, где содержание детритного каолинита достигает 35-40%;. А это не случайно, еще раз подтверждает холодный гумидный климат акчакыла на территории Азербайджана.

Морские отложения – имеет очень широкое распространение в нижнем акчакыле и представлены

различными фациями континентального шельфа и абиссальных равнин (рис.4.7). Мы среди морских отложений большое внимание обратили на изучение фации морских течений и пелагических отложений. В Южном Каспии и Восточном и Центральном Азербайджане морские отложения представлены литоральными, сублиторальными, эпинеритовыми, интранеритовыми отложениями, а также песчаниками течений и пелагическими фациями. Ниже дается дискретное описание каждой из этих фаций.

Мы определили литоральные отложения по генетическим признакам и характерной для этих отложений макротекстура в нижнем и верхнем подярусах акчакрыла. Эта фация как ясно от названия представлены обломочными породами, на их подводной части ясно отмечаются следы волнения и течения. Пески и песчаники хорошо отсортированы и очень богаты кальцием карбонатом.

В литоральных песках и песчано-алевролитовые породах часто встречаются характерные для акчакрылского яруса моллюски, фораминиферы и этолиты, которые являются частыми «гостями» данного комплекса. Кроме того, в литоральной фации установлены ПС мощностью 0,5 м оолитовые известняки, которые возможно образовались в летнем сезоне, об этом свидетельствует их маломощность. Оолиты не имеют концентрического строения и являются псевдооолитами.

Рис. 4.7. Схема распространения фациальных комплексов в акчакыльских отложениях Восточного Азербайджана и Западного борта Южного Каспия.

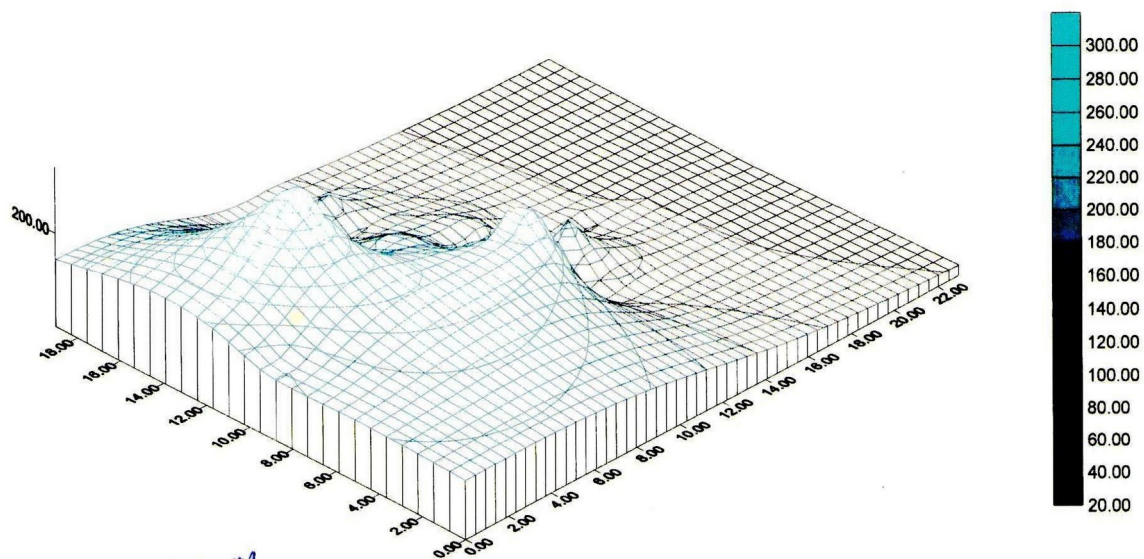
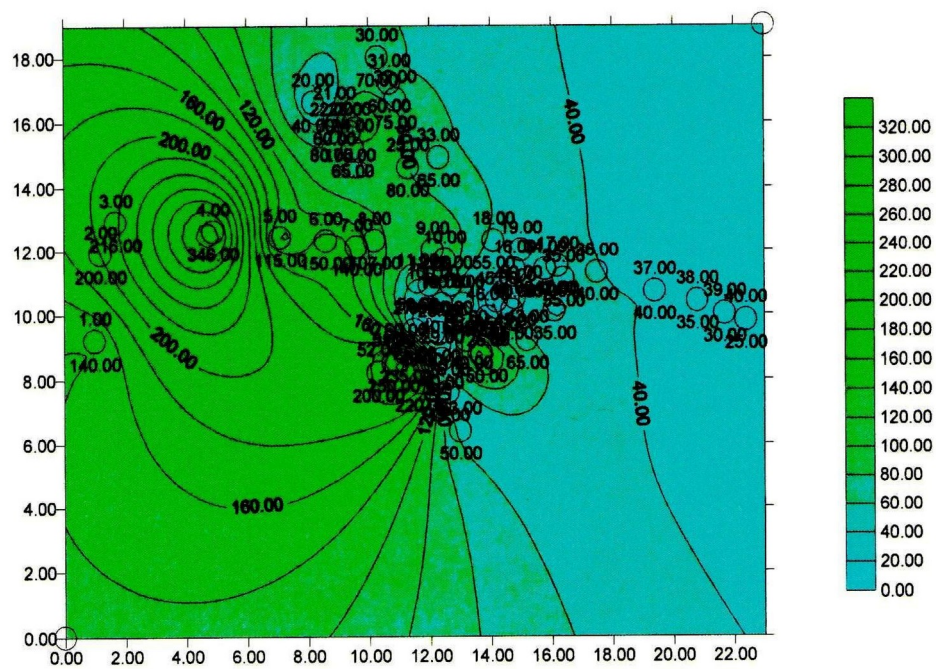


Рис.4.8. Карта мощностей нижнее акчакульского подъяруса в Нижне-Куринской впадине

Сублиторальная фация также широко распространены в нижнем и верхнем подъярусах акчакылских отложениях (рис.4.7). Здесь сублиторальные отложения имеют псевдофлишевые строения, обусловленные изменчивым характером гидродинамической обстановки в зоне сублиторали. Кроме того из-за активной гидродинамики сублиторальные отложения характеризуются различными морскими макротекстурами (волнистая, мулдаобразная, косоволнистая и линзавидная). Мы сублиторальные отложения изучали в разрезах акчакыла Нижне-Куринской впадины, Шамаха-Гобыстанской складчатой зоны, Прикаспийской впадины, а также в Гянджа-Басаре и Аджиноуре (см рис.4.7). В этих разрезах сублиторальная фация представлена алевроистыми, серыми глинами, песчано-алевритистыми породами, которые в разрезах чередуются ракушечниковыми известняками. В песчано-алевритистых слоях и алевритистых глинах широко распространены волнистая, косоволнистая, линзавидная и мулдаобразная текстура. Мощность сублиторальных отложений колеблется в пределах 15-80 м.

В сублиторальных отложениях органические остатки – моллюски, фораминиферы, остракоды, различные известковые водоросли имеют очень широкое распространение. В темно-серых глинистых слоях под микроскопом встречаются многочисленные слабо гелефицированные растительные шламы и детриты. Цементное вещество песчано-алевритовых пород

представлен карбонатом кальция.

Эпинеритовые отложения досканально были изучены в верхней части разрезов нижнего акчакрыла – в НКВ и Шамаха-Гобыстанской области (рис.4.7). В этой части акчакрыльского разреза они были широко распространены. Отложения этой фации 40-60% представлена глинами, песчаниками, алевролитами и известняками. Ракушечники в разрезах занимают второстепенную позицию. Мощность песков и песчаников меняется в интервале 0.3-1.5 м. В прибрежных разрезах Нижне-Куринской депрессии и в Муганской впадине (Пафр, Дайкенд, Сарыджалар) в составе эпинеритовой фации мощность терригенных пластов возрастает до 3-5 м. Кстати, в НКВ на структурах Гараджала, Галмаза, Курсанджа в этих песчаных пластах эпинеритовой фации формировались промышленные месторождения нефти и газа. Здесь песчано-алевритовые породы обладают полимиктовым составом. Однако в Шамаха-Гобыстанской зоне и Прикаспийской впадине в песчано - алевритовых породах кварц занимает доминантное место. В то время как в Нижне-Куринской впадине, наоборот, основные плагиоклазы являются доминантными породообразующими минералами.

Отложения палеотечений (paleocurrent)

Эти отложения мы обнаружили в Нижнем акчакрыле в зоне Прикаспийской впадины. Мы изучали их с учетом палеогеографического значения, такие как мелкие косослоистые текстуры в песчаниках в бассейнах рр. Кудиялчай, Гусарчай, Кызылчай и Гильгилчай (см. таблице

4.3.). В отложениях нижнего акчакыла мы обнаружили их в мелкозернистых, хорошо отсортированных песчаниках с характерной косослоистой текстурой. Мы в долинах указанных рек определили угол наклона и азимута косых прослоев, после по методу Н.Б.Вассоевича полученные результаты обработали и составили роздиаграммы (рис.4.9). Роздиаграммы дают нам возможность, начиная с мыси Гызылбурун в северо-западном и северо-восточном направлениях и в Гусарском заливе акчакылского бассейна дают нам возможность определить направления палеотечений (рис.4.9). Потом эти же результаты палеотечений перенесли в палеогеографическую карту.

Следует заметить, что определение направления палеотечения в Гусарском заливе соответствуют палеотечению акчакылского бассейна, составленную А.М.Неручевым (Неручев, 1956). Для того самого бассейна, в пределах Северного Кавказа, включая Южный Дагестан.

Таблица 4.5.

Результаты измерения и элементы залегания косых слоев в косослоистых сериях в разрезах сублиторальных отложений на восточной части Гусар-Шабранской впадины.

Разрезы косослоистых песчаников и алевролитов	Номера измеренных косых слоев	Азимуты косых слоев в градусах	Угол падения слоев в градусах
Гусарчай (село Гузун)	1	22	15
	2	30	20
	3	18	21
	4	25	18

	5	28	25
	6	35	15
	7	40	20
Кудиялчай	8	50	25
	9	45	15
	10	70	18
	11	60	20
	12	65	22
	13	80	20
	14	78	18
Кызылчай	15	80	24
	16	110	25
	17	90	23
	18	120	20
	19	125	18
	20	130	20
	21	140	16
Гильгилчай	22	110	25
	23	115	28
	24	125	18
	25	128	20
	26	130	23
	27	145	25
	28	170	27
	29	160	20
	30	150	18

Здесь, в гранулометрическом спектре течений и 0.1-0.2 мм фракция составляет 80-90% от общего количества зерен песчаников. Песчаники образовавшиеся течениями прекрасно отсортированы, коэффициент отсортированности $S_o = 28-30$. В этих песчаниках содержание карбоната кальция составляет 5% цементирующей массы. Под косоклоистыми песчаниками, лежащими на глинистых слоях, хорошо прослеживаются борозды течений. Фактически здесь мы прослеживали героглифов течения. Борозды, языки течений в глинах фактически они повторяют направление течения в

косослоистых песчаниках. Разница направления течения в глинах и песчаниках составляет 2-3°. Таким образом, все эти результаты свидетельствуют о том, что течение акчакыльского моря иногда опускалось на глубину 60-70 м, на донных илах остались их следы, и они образовали тектоглифы. Мы находили косослоистые песчаники палеотечений в разрезах Нижнего Акчакыла в Шамахы-Гобыстанской синклинории, НКВ, Ганджа-Басаре и Аджиноурской впадине.

Интранеритовые отложения. Интранеритовые отложения распространены в алевроито-глинистых пачках нижнеакчакылского подяруса (рис.4.7). Отложения этой фации нами были изучены в Абшеронском полуострове, Абшеронском архипелаге в Юго-Восточном Кобыстане, Нижне-Куринской впадине. В этих регионах интранеритовая фация представлена мощной толщей темносерых глин с резкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевроитов. Кроме того, на Абшеронском полуострове, Гобыстане и НКВ среди темно-серых глин установлены тонкие прослой вулканического пепла.

Наличие интранеритовой фации в акчакылских отложениях установлена по следующим генетическим признакам.

Рис. 4.9. Роздиаграмма направления подводных течений в косослоистых песчано-алевролитовых породах акчакыльских отложений в пределах Гусаро-Шабранского наложенного прогиба

а) песчано - алевритовые породы хорошо отсортированы, а глины хорошо промыты и минералогически представлены каолинитом, гидрослюдой и смектитами. В глинах этой фации очень скудно содержание кальция карбоната.

б) В глинистых толщах мелкозернистые песчаники и алевритовые прослои составляют лишь 20-25%. Мощность песчаных прослоев превышает 0.3-0.7 м и в этих обломочных породах полностью отсутствуют слоистая текстура и нигде не отмечается такие поверхностные текстуры, как героглифы и тектоглифы. Здесь совершенно не наблюдаются следы донных организмов, следы иллов и биоглифы.

в) В глинах, песчаниках и алевритах абсолютно не наблюдается мелководный акчакылский моллюсковый и остракодовый биоценоз, наоборот, в отложениях Интранеритовой фации широко распространены планктонные, известковые водоросли *Coccolitoforids*, *Otolites*, рыбные остатки и их кости. А также наблюдаются заметное распространение *Nanoplanktona*. На основании отсутствия макротекстуры, специфического вещественного состава и характерных органических остатков допускаем, что интранеритовые отложения акчакыла образовались в нижней части континентального шельфа на глубине 150-200 м, в спокойной гидродинамической обстановке.

В слабом тектоническом режиме осадконакопление в нижней части шельфа происходило в ослабленной форме; оно носило декомпенсированный характер. При таком

тектоническом режиме бассейна и декомпенсированный характер осадконакопления способствовало углублению бассейна седиментации, и создавались условия для накопления пелагических осадков. Отложения интранеритовой фации в разрезах залегают на сублиторале и эпинеритовой фации. А в вертикальном разрезе их сменяют пелагические глины.

Однако в отложениях верхнего акчакыла из-за о меления и распада бассейна здесь интранеритовые отложения сменяются с пресноводными, мелководными отложениями. Мощность интранеритовые отложений на Абшеронском полуострове, Абшеронском архипелаге и НКВ колеблится в пределах 30-70 м.

Пелагические отложения. Обычно отложения этой фации образуются в низах континентального склона и в абиссальных равнинах крупных водоемов. Прежде всего, пелагические отложения мы обнаружили в разрезах акчакыла Абшеронского и Бакинского архипелагов (см. рис. 4.7). Это темно-серые смектит-гидроslюдистые глины и за счет декомпенсированного осадконакопления стали глубоководными и маломощными (30-40 м). Если сравнить мощность акчакылских отложений в депоцентре акчакылского бассейна, то ее значение в глубоководной зоне меньше в 20 раз. В глинах пелагической фации коэффициент песчанистости не превышает 10%.

Ниже вкратце рассмотрим генетические признаки пелагической фации.

а) Глубоководные темно-серые листоватые акчакылские

глины лишены органических остатков; коэффициент отсортированности очень высокая и составляет 90-95%. Карбонатные примеси абсолютно отсутствуют.

б) Темно-серые глины пелагической фации сравнительно богаты смектитами. Это видимо связано с деградацией гидрослюд, и их длительной транспортировкой в морской среде и гидратацией.

в) В пелагических глинах характерная акчакылская моллюсковая фауна совсем не встречается. Наоборот в глинах части устанавливается костные остатки рыб, отелиты, планктонные водоросли – *Coccolitoforids*, *Nanaplanctona* и широко распространены диатомиты, что однозначно подтверждают глубоководный характер этих глин.

Можно сказать, в тектонических зонах Абшеронского и Бакинского архипелагов акчакылские разрезы полностью представлены глубоководными темно-серыми глинами. Конечно это не случайно, именно, обусловлено в длительное время с декомпенсированным характером осадконакопления. В глубоководном акчакылском бассейне скорость седиментации была слишком замедленный, именно по этой причине в тектонических зонах Абшеронского и Бакинского архипелага формированы маломощные глубоководные глины. Здесь расчленение акчакылских отложений на два подяруса не по палеонтологическим и не по литологическим критериям не представляется возможным. Поэтому ориал распространения пелагических отложений очень четко

зарисовалась в фациально-палеогеографической карте раннего акчакрыла (рис.4.19).

4.3. Фациально-палеогеографические условия образования продуктивной толщи в пределах западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана

О генезисе продуктивной толщи за столетний период ее изучения было высказано много концепции, сущности которых были рассмотрены в наших предыдущих работах [Халифа-заде, 2007, 2018].

Начало палеогеографическим исследованиям продуктивной толщи положил А.А.Ализаде, который на основании общих геологических соображений сделал ряд полезных построений и выводов по палеогеографии продуктивной толщи Азербайджана [Ализаде, 1960]. После длительного перерыва, за последние 10-15 лет мы находим новые попытки западных авторов строить палеогеографическую картину продуктивной толщи по новой методической основе, на базе новых геолого-геофизических исследований без учета данных предыдущих местных авторов. В работах этих иностранных авторов палеогеографические карты и выводы о генезисе ПТ были сделаны на базе ограниченного фактического материала без проведения специальных седиментологических, фациально-генетических исследований полевых и разрезов глубоких скважин продуктивной толщи. Это особенно ясно видно в статье Назима Абдуллаева и др. [Абдуллаев, 2012], которые на основании изучения проградации и аградации сейсмических профилей, без увязки седиментологических

данных построили 5 палеогеографических карт по отдельным литостратонам раннего плиоцена. Во всех этих картах отсутствуют области денудации и их петрографические характеристики. А фациальная основа и фациальная зональность палеогеографических карт установлено на основании изучения сейсмических профилей и частично ГИС. В частности, на всех картах литостратонов была выделена глубоководная фация на основании каких данных неизвестно.

Наши палеогеографические карты составлены на основании фациально-генетического, фациально-циклического анализа разрезов продуктивной толщи с проведением специальных палеогеографических исследований. Эти карты автором созданы впервые и частично опубликованы [Халифа-заде, 2009, 2014, 2018]. В данной монографии излагаются результаты многолетних палеогеографических исследований автора на базе фациально-генетических и фациально-циклических анализов полевых разрезов, а также материалов глубоких разведочных скважин.

Для того чтобы ясно стало читателю фациальная основа палеогеографических карт мы решили в этом разделе монографии повторить некоторые элементы фациального анализа продуктивной толщи. Мы провели фациально-генетический анализ 50 разрезов продуктивной толщи из 5-ти структурно-фациальных зон западного борта Южного Каспия. Подробный анализ разрезов проводился на основании генетических признаков пород, слоев, толщ

(макро и микротекстуры, волноприбойные знаки, биоглифы, тектоглифы, характер контакта слоев, минеральные включения, конкреции, цвет пород и толщ, остатки фауны и флоры, наличие растительного детрита и шлама на поверхности напластования слоев, содержание хлора и бора в глинах, содержание карбоната кальция в различных литологических типах пород и т.д.). Мы в изученных разрезах выделили 15 фаций, которые классифицировались в 3-х генетических типов отложений: континентальные, субконтинентальные и морские.

Из континентальных отложений пролювиальные фации установлены только в наиболее западных разрезах - Гирдыманчай, Гекчай и Турянчай, а также в разрезах ПТ по Саатлинской сверхглубокой скважине и на площадях Сор-Сор и Мурадханлы. Фации аллювиальных, дельтовых равнин и поймы выделены в разрезах глубоких скважин Северо-Абшеронской складчатой зоны площадей Гарби Абшерон и Шимали Абшерон.

На рис.4.1 наглядно иллюстрированы распределения различных фаций продуктивной толщи и в ее литостратиграфических подразделениях. На указанном рисунке также приведено распространение фаций с трансгрессивными и регрессивными частями макро и мезоциклов. Прежде всего, ясно бросается в глаза тесная связь континентальных фаций с регрессивными частями макроциклов. Кроме того, эти фации в основном приурочены к отложениям свит ПК, НКП, СП и БС. Из рис.4.1 представляется определенный

палеогеографический смысл частичного распространения морских фаций в конце нижнего отдела продуктивной толщи. А в верхнем отделе продуктивной толщи наглядно видно широкое развитие морских фаций, в том числе глубоководной в отложения балаханской и сабунчинских свит. Это совершенно не случайно, а обусловлено развитием крупной трансгрессии с начала Балаханского века за счет восходящих тектонических движений. Как было отмечено в предыдущих статьях в результате крупной трансгрессии в начале балаханского века размер продуктивного бассейна увеличился в 2,5 раза. При этом он стал крупным внутриконтинентальным бассейном с крутым континентальным склоном и глубоководной пелагической частью.

После наших фациально-генетических исследований разрезов продуктивной толщи были выделены в их строении 15 фаций, в том числе глубоководные. В связи с этим приходится с сожалением отметить, что выводы в статье иностранных авторов в [Hinds; Alieva et al; 2004] которые на основании изучения двух полевых разрезов Абшеронского полуострова сделали вывод о том, что продуктивный бассейн был мелководным озером и заполнялся флювиальными и различными фациями дельтовых отложений. В недавно опубликованных статьях Назима Абдуллаева и др. на основании изучения сейсмических профилей, ГИС и коэффициента песчанистости обломочных пород по разрезам продуктивной толщи рассматриваются фациально--

палеогеографические условия и для ее верхнего отдела делается совершенно противоположный вывод. В частности, они утверждают, что в верхнем отделе происходит обмеление продуктивного бассейна за счет интенсивного заполнения его осадками и выравнивался уклон дна бассейна. Якобы в этих условиях в открытую часть продуктивного бассейна весьма слабо поставлялся обломочный материал. Ради справедливости заметим, что насчет выравнивания дна бассейна в балаханском веке авторы правы. В действительности наши наблюдения о развитии глинистых катунов (размером 15x20 см) и оползневая текстура в обломочных породах в отложениях свит ПК, НКП и СП убедительно свидетельствуют об уклоне дна продуктивного бассейна и о большой скорости седиментации, о включении галек, обломков валунов из миоценовых и майкопских отложений. Однако все эти текстурные генетические признаки отсутствуют в массивах песчаных природных резервуарах балаханской свиты, что действительно подтверждается выравниванием дна бассейна в балаханском веке. А что касается обмелению бассейна в балаханский век, подобное утверждение никак не подтверждается геолого-седиментологическими данными. Разве можно объяснить выводы Назима Абдуллаева и др. о трансгрессивном строении Балаханской свиты и выклинивание ее древних горизонтов в западном направлении в Гобыстано-Шамахи и Ахсуинском районах и увеличение его объема и границ в 2,5 раза. В этом же направлении наблюдается резкое уменьшение мощности

балаханской свиты и грубозернистый аллювиально-пролювиально-литоральный характер отложений.

Прежде чем рассмотреть палеогеографическую картину продуктивной толщи в пределах западного борта Южного Каспия желательно заострить внимание читателей на блокдиаграмму, иллюстрирующую строение, расположение фациальных и палеогеографических элементов с учетом фациально-циклического строения продуктивной толщи (см. рис.4.10). На горизонтальной плоскости блокдиаграммы показаны не только расположение фациальных элементов гигантской дельты палеоволги (~15000 км²), но и надводная часть дельты, которая протягивалась до широты пос. Ялама. Эта огромная придельтовая равнина состояла из многочисленных заболоченных участков и камышников. Возможно, Палеосамур впадал в Северо-Абшеронскую впадину, образовав свою небольшую дельту, а Палеотерек и Палеосулак впадали соответственно в Сулакскую и Терекскую впадины. Эта мысль подтверждается в материалах глубоких разведочных скважин, пробуренных для оценки нефтегазоносности палеоген-миоценовых отложений указанных впадин. Грубозернистые аллювиально-делювиальные отложения, обнаруженные в этих скважинах на глубинах 600-800 м, Д.А.Мирзоевым и другими дагестанскими геологами рассмотрены как аналог продуктивной толщи Азербайджана. Если бы эти реки впадали в русла Палеоволги, как это утверждается в последних работах

некоторых авторов, мы в Южном Каспии обнаружили ассоциации терригенных минералов мезозойских отложений Юго-Восточного Кавказа, как продукт деятельности Палеоволги – «Абшеронской фации» со значительным низким содержанием кварца и заметную роль кислых полевых шпатов и слюдистых минералов и хлорита. А фактически «Абшеронская фация» характеризуется характерными для Палеоволги терригенными минеральными ассоциациями, возраст которых А.С.Туаевым (1957) определил 600 Ма лет.

Далее, на юг в районе западной части Северо-Абшеронской складчатой зоны, в частности структуры Два Брата, Дарвин Банкасы, Гарби-Абшерон, Шимали-Абшерон, Хазри, Дан Улдузу была расположена начальная основная часть палеodelьты. Поскольку по нашим данным в структурах Гарби-Абшерон и Шимали-Абшерон грубозернистые богатые кварцем (90%) песчаники балаханской свиты трансгрессивно несогласно залегают на сарматские отложения, которые характеризуются остатками *Mastra bolgarica*.

Разработанная нами модель дельты Палеоволги, с учетом ее среднего положения и прилегающие фациальные комплексы, выполнены с некоторыми интерполяциями и экстраполяциями, понятно, что при имеющемся фактическом материале без таких работ создание палеографических карт или моделей не представляется возможным (рис. 4.10). Если взять ретроисторический контекст событий, тогда в век нижнего отдела,

продуктивной толщи дельта Палеоволги находилась на много севернее, а западная зона Северо-Абшеронской складчатости была областью денудации, а чем говорят условия залегания балаханской свиты в Абшеронской группе структур.

Таким образом, в трехмерной диаграмме на горизонтальной плоскости наглядно иллюстрирован размер и все фациальные элементы дельты, и показаны какую конкретную область занимает каждый из этих фациальных элементов и в боковом направлении, они были замещены морскими отложениями. На диаграмме и картах показаны обнаруженные в Маразинском районе Гобустана, Донгуздагская фация, сложенная грубообломочными породами.

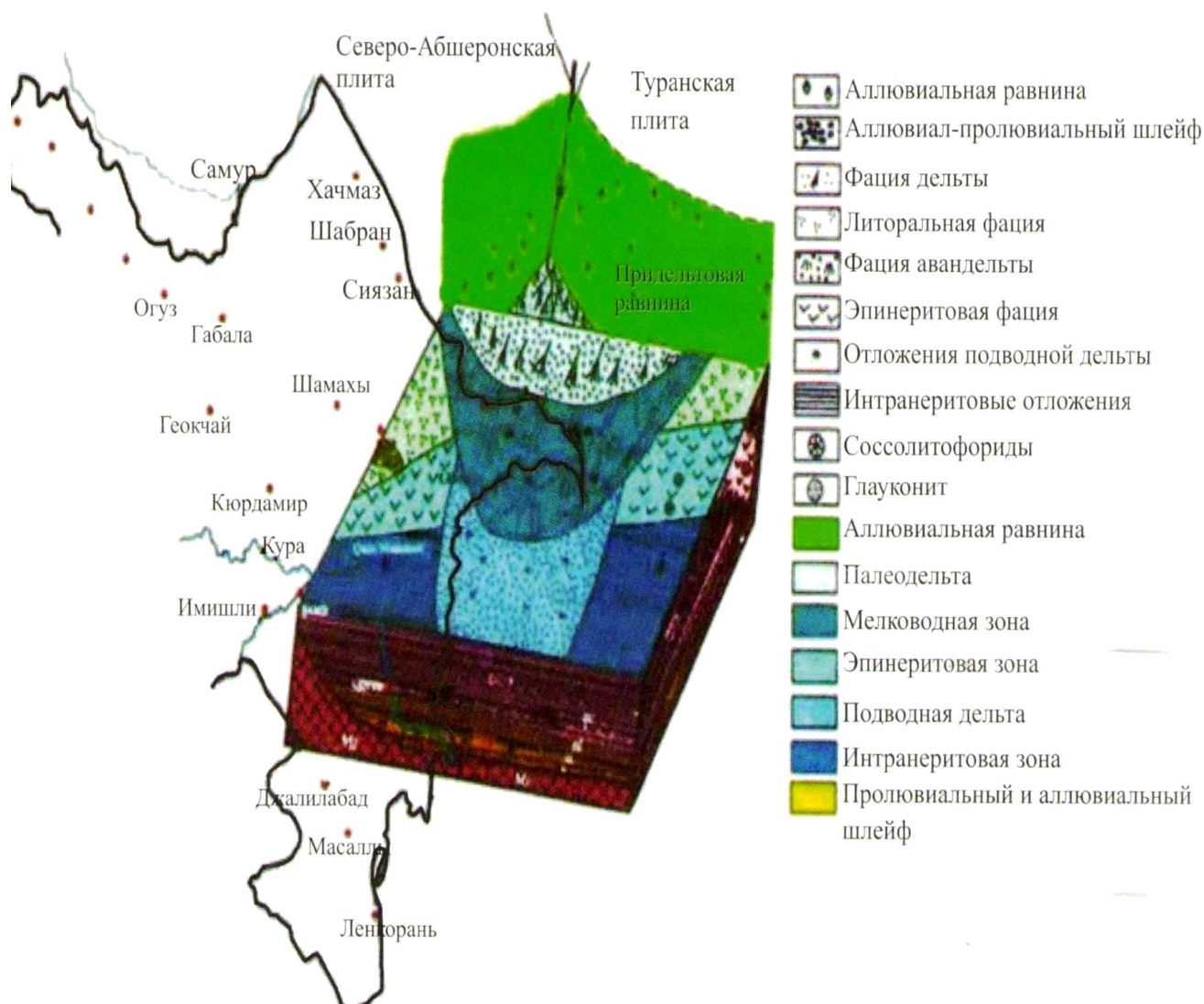


Рис. 4.10. Идеализированные палеогеографические и фациально-циклические модели отложений нижнего плиоцена Западного борта Южного Каспия.

Отсюда видно, что они имеют местное значение и видимо образовались за счет разрушения местного скалистого острова. На диаграмме очень хорошо видна зона распространения авандельты Палеоволги. Она в основном занимает Абшеронский полуостров и западную часть Абшеронского архипелага.

Этот фациальный элемент Палеоволги был выделен и границы его установлены по широкому развитию в отложениях ПК, НКП и СП глиняных катунов, оползневой текстуры и включение галек и валунов в песчаных алевролитовых пластах и пачках. По породообразующим минералам область денудации продуктивного бассейна ясно иллюстрирована на генетическом треугольнике, где четко выделяется область денудации Палеоволги, Палеосамура и Палеокуры и Палеоаракса (см. рис.4.11).

Конечно, еще авандельтовые отложения отличаются высоким содержанием кварца и ассоциацией метаморфических минералов. Далее, в южном направлении в районе расположения тектонической структуры Бакинского архипелага иллюстрирована область распространения подводной части дельты Палеоволги. На диаграмме подводная часть дельты в западном и восточном направлениях резко замещается глинистыми отложениями южной части шельфа. Как же диагностирована подводная часть дельты? Прежде всего, это обломочные пласты богатые кварцем (60-70%) и малым содержанием ассоциации метаморфических минералов при наличии примеси терригенных минералов, обломков эффузивов и меланократовых минералов. Коэффициент отсортированности обломочных зерен немного лучше ($s=2.8-3.0$) и, наконец, содержание карбоната кальция значительно превышает его количество в песчано-алевролитовых породах авандельты.

На блок диаграмме в вертикальном масштабе показано циклическое строение продуктивной толщи, несогласное залегание ее на миоценовые отложения и, самое главное, в западном направлении иллюстрировано вклинивание более древних горизонтов продуктивной толщи и резкое сокращение ее мощности.

**Рис. 4.11. Диаграмма распределения
породообразующих минералов в пределах структурно-
фациальных зон продуктивной толщи западного
борта Южного Каспия**

Теперь на двух палеогеографических картах рассмотрим палеогеографические картины продуктивной толщи по литостронам ПК и ВС. Прежде всего, составленные нами палеогеографические карты выполнены не произвольно, а по методике Н.А.Наливкина, В.Е.Хаина, Г.Ф.Крашенинникова (Наливкин, Хаин и др., 1963), где справедливо требуется составление палеогеографических карт только по переломным моментам геологического развития региона. В региональном развитии продуктивного бассейна было определено два переломного момента геологического развития Южного Каспия. Первый переломный момент связан с формированием отложений ПК свиты, где за счет восходящих движений бассейн увеличил свой размер на запад и на север. И благодаря этим событиям Палеоволга стала впадать в Южно-Каспийский продуктивный бассейн с сохранением большого уклона дна моря на юг. Как было отмечено выше это подтверждается широким развитием глиняных катунов и с включениями галек и валунов меловых, миоценовых пород, а также наличием оползневой структуры в слоях обломочных пород.

Второй переломный момент в развитии продуктивного бассейна ознаменовался началом грандиозной балахань-сабунчинской трансгрессии и увеличением размера продуктивного бассейна в 2-2,5 раза, формированием континентального склона и глубоководной части интраконтинентального бассейна и, наконец, ослаблением поставки обломочного материала дельтой Палеоволги.

Составление палеогеографических карт ПК и ВС представлено в том масштабе как карт фактического материала, дабы иллюстрировать, насколько обосновано были проведены палеогеографические интерпретации и экстраполяции. Однако карты фактического материала из-за ограниченности объема монографии здесь не иллюстрируются. Палеогеографические карты продуктивного бассейна в пределах западного борта Южного Каспия составлены на фациальной основе и очень информативны, что для их составления было использовано более 30-ти условных знаков; на картах фациальные знаки имеют графический характер, а палеогеографические элементы бассейна для иллюстративности показаны более яркими красками (см. рис.4.12).

Палеогеография времени образования отложений ПК свиты дана на рис 4.12. Для обеих палеогеографических карт даны единые условные знаки, иллюстрированные на рис. 4.12. Прежде всего, привлекают внимание на палеогеографической карте ПК свиты зоны

распространения палеodelьты Палеоволги, Палеокуры и Палеоаракса. Мы допускаем, что в век образования продуктивной толщи Палеоаракс впадал не в Куру, а образовал дискретную свою дельту (рис.4.12). Кроме того, на основании петрографического состава обломочных пород ПК и НКП природных резервуаров месторождений Азери, Чираг и Достлуг мы допускаем, что на восточной части Абшеронского архипелага впадала в бассейн продуктивной толщи небольшая река, которая омывала герцениды Туранской плиты. Чем связано такое предположение?

Дело в том, что в петрографическом составе обломочных пород содержание кварца резко падает до 35-40% и резко возрастает количество кислых плагиоклазов (до 30% и обломочных пород до 35%) и самое главное, ассоциация метаморфических минералов, характерных для дельты Палеоволги, не встречаются.

Такое резкое изменение петрографического состава обломочных пород нельзя связать с деятельностью дельты Палеоамурдарьи. Кроме того, на карте иллюстрированы области денудации с учетом их морфологической характеристики. Как видно из рис.4.12 значительная часть области дельты на карте составляют Шамаха-Гобустанская и Нижне-Куринская впадины, которые представляют собой приморскую аллювиальную равнину. Десятки изученных разрезов в пределах Гобустана и Северо-Апшеронской складчатой зоны свидетельствуют о том, что в век ПК и НКП эти территории являлись областью денудации.

Кроме того, юго-восточного окончания Б. Кавказа и Талышской складчатой области мы рассматриваем в век ПК как основные области денудации. Во время формирования ПК свиты размер ПБ был небольшой, он ограничивался западной границей Апшеронского полуострова, Гобустана и Нижне-Куринской впадины и на севере районы Апшеронской группы структур, также находились в статусе денудации.

Несмотря на не большое расширение размера продуктивного бассейна ПК бассейн являлся мелководным, глубина бассейна не превышала 200 м на самом юго-востоке. Как было отмечено выше, дно бассейна имело уклон на юг, что легко подтверждается наличием соответствующих макротекстур в песчано-алевритовых пластах свиты. Кстати, интересно заметить, что в статье Назима Абдуллаева и др. во всех пяти палеогеографических картах на юго-востоке Южного Каспия иллюстрируется ассоциация глубоководных фаций. Результаты наших седиментологических исследований это не подтверждается, бассейны нижнего отдела ПТ были мелководными с опресненным гидрохимическим режимом и находились в зоне аридного полупустынного климата.

Теперь рассмотрим палеогеографические условия образования отложений балаханской свиты, которая также соответствует переломному моменту в геологической истории развития продуктивного бассейна. Начало балаханской свиты ознаменовался усилением восходящих тектонических движений, в результате которых уровень

замкнутого продуктивного бассейна примерно на 800-1000 м поднялся, и началась грандиозная и длительная балаханско-сабунчинская трансгрессия. Размер бассейна в западном и северном направлениях увеличился в 2 - 2,5 раза. В балаханский век вследствие крупной и длительной трансгрессии на месте Южного Каспия образовался обширный внутриконтинентальный бассейн протяженностью в широтном направлении ориентировочно 600 км. (см. рис.4.13).

В отличие от предыдущих бассейнов раннего плиоцена балаханский бассейн имел обширный континентальный шельф, более крутой континентальный склон и глубоководную пелагическую часть. Главная нагрузка осадконакопления выпала на первую половину континентального шельфа. Эта часть бассейна мы рассматриваем как его депоцентр. А осевая зона, вернее ось бассейна находилась далеко от депоцентра в его глубоководной части. На континентальном склоне и в глубоководной части бассейна происходило декомпенсированные осадконакопления и скорость седиментации была в 2 раза меньше [Халифа-заде, 2009, 2014]. В глубоководной части продуктивного бассейна формировались тонкозернистые глинистые отложения преимущественно смектитового состава, которые временами чередовались массивными пластами трубидитных песчаных систем [Халифа-заде, 1989]. По нашим расчетам, если максимальная точность продуктивной толщи в депо центре (верхняя часть шельфа)

составляет 5000м, а в пелагической части бассейна за счет декомпенсированного осадконакопления не превышает 2000 -2500 м.

Утверждения ряда исследователей о том, что в глубокой прогнутой части продуктивного бассейна мощность продуктивной толщи составляет 6-7 км, является продуктом их фантазии и далеко от реальной действительности. После балаханы - сабунчинской трансгрессии продуктивный бассейн приобрел овальную форму и стал относиться к типу бассейна Сенси стрикто.

С учетом выше сказанного фактического материала, палеогеографическая карта балаханского века раннего плиоцена иллюстрирована на рис. 4.13. Карта была составлена с учетом значительного расширения границ продуктивного бассейна в западном и северном направлениях, несомненно, без учета продолжавшегося расширения бассейна в сабунчинский век.

В балаханский век - территории Нижне Куринской впадины, Гобустана и значительная часть территории Шамахинского и Прикаспийского районов были затоплены трансгрессирующим Балаханским морем и на карте соответственно показано отсутствие дельт Палеоаракса, Палеокуры и Палеопирсаата.

На севере также размер дельты Палеоволги заметно сократился, а век БС свиты области размыва Апшеронской группы структур за счет наступления Балаханского моря, превратилась в область аккумуляции, где основную роль сыграла дельта Палеоволги. На карте показано, что в этих

структурах отложения, балаханской свиты, лежат на глубоко размытой поверхности сармата [Халифа-заде и др., 2020]. На западе бассейна также по косой слоистости в песчаниках показано направление прибрежного течения и зоны распространения песчаных баров и валов.

На востоке и юго-востоке бассейна с различными тонами синего цвета и соответственной штриховкой иллюстрированы зоны распространения эпинерит и интранеритовых фаций континентального шельфа, континентального склона и глубоководной абиссальной зоны. В двух местах континентального склона в идеализированной форме показаны направления с суспензионных потоков и образование в абиссальной зоне песчано - турбидидных систем [Халифа-заде, 2009, 2014, 2018].

Фациально-палеогеографические картины сабунчинских и сураханских отложений схематично освещены в первой части монографии при описании результатов фациального анализа разрезов продуктивной толщи. Однако для завершения палеогеографических реконструкций продуктивного бассейна заметим, что в сабунчинский век продолжалось расширение продуктивного бассейна на запад и на север. На западе вследствие трансгрессии были изучены в разрезе сабунчинской свиты по долинам рек Ахсучай, Гырдыманчай, Геокчай и Туранчай, а в Средне-Куринской впадине проследили распространение сабунчинской свиты в Саатлинской СГ-1, на площадях Сор-сор, Мурадханлы и

Гаралы. А на севере по материалам глубоких скважин пробуренных в пределах западной части Сулакской и Теркской равнин; в сабунчинский век Палеоволга отступила до широты Аграханского залива.

Фациальный анализ разрезов сураханской свиты с привлечением палеонтологических остатков показал, что в сураханский век крупная балаханы-сабунчинская трансгрессия полностью была приостановлена. Наступило изостатическое равновесие, при котором обширный внутриконтинентальный раннеплиоценовый бассейн стал сокращаться, осушаться с расчленением на многочисленные пресноводные озера, лагуны и заливы при сохранении аридного засушливого климата. Пресноводность мелких озер доказывается остатками пресноводных моллюсков- *Unio*, *Anadonta*, *Planorbis* и т.д., которые установлены в глинах сураханской свиты. Осушение бассейна доказывается следами копыт шакалов и оленей в мелкозернистых песчаниках и алевролитах.

В тех лагунах, в которых пресный водообмен был ослаблен, в летнее время за счет засушливого климата наступил галогенез с образованием тонких слойков гипса с магнезиальным гидросиликатом-сепиолитом. Такие лагуны нами установлены в сураханских отложениях мощностью 120 м в районе горы Бабазанан, а также по материалам глубоких скважин площадей Кенизадаг и Булла-дениз [Халифа-заде и др., 2018]. В конце сураханского века огромный замкнутый продуктивный бассейн полностью осушился, и на его месте образовалось полупустынная

степная равнина, где перерыв продолжался по данным Джона Гроувса $1,1-10^6$ лет.

В это время образовался континентальный горизонт, который хорошо фиксируется по материалам МОГТ во временных разрезах, благодаря высокому энергетическому потенциалу в нем отраженных волн

Рис.4.13. Фациально-палеогеографическая картина позднего нижнего плиоцена (век балаханской свиты) западного борта Южного Каспия.

Этот сейсмический горизонт А.Н.Гаджиевым и др. [Гаджиев и др., 2006] обозначен СГ-I, который разобщил отложения продуктивной толщи от акчагыльского яруса.

В заключении необходимо заметит, что грандиозная акчагыльская трансгрессия началась значительно позже на другом этапе развития плиоценовых бассейнов и нечего общего не имеет с балаханы-сураханском трансгрессией раннего плиоцена.

4.4. Литолого-петрографические, фациально - генетические критерии для определения строения и

генезиса продуктивной толщи и границы распространения «Абшеронской фации» в пределах западного борта Южного Каспия

Понятие абшеронской фации продуктивной толщи имеет столетнюю историю в геологической литературе. Идея об абшеронской фации продуктивной толщи впервые в геологическую литературу внес М.В.Абрамович в 20-ых годах прошлого столетия. В дальнейшем этот термин приобрел в некоторой степени новое содержание в работах И.М.Губкина, К.П.Калицкого, П.П.Авдусина, В.П.Батурина и А.А.Ализаде и др.

В настоящее время с абшеронской фацией продуктивной толщи связаны 80% крупных промышленных месторождений нефти и газа в пределах Западного борта Южного Каспия. Однако, к сожалению, по сей день среди исследователей продуктивной толщи нет единого мнения об объеме, фациально-генетическом строении и южных границах ее распространения.

В последние годы на страницах Азербайджанского нефтяного хозяйства развернулась дискуссия об объеме, возрасте, происхождении и границах распространения абшеронской фации. Последняя из этих опубликованных статей, посвященных проблеме абшеронской фации, является более объемистая работа И.Я.Ширали, М.Г.Юсифова и др. [Ширали и др., 2015], которая вовлекла внимание исследователей продуктивной толщи, воздерживаясь от оценки достоинства этой статьи, заметим, что основным ее содержанием является пересказом работ предыдущих исследователей. Основные

иллюстрированные палеогеографические схемы образования отдельных литостратонов продуктивной толщи информация даны на уровне 50 годов прошлого столетия и не могут быть новшеством для решения происхождения абшеронской фации.

Поэтому мы решили на основании многолетних исследований и большего фактического материала вновь привлечь внимание читателей на проблему объема, строения и генезиса продуктивной толщи в целом и абшеронской фации в частности. Автор этой монографии более 20 лет занимается изучением седиментологии, формационного анализа и палеогеографии продуктивной толщи Южно-Каспийской впадины. По этой проблеме под его руководством была защищена несколько кандидатских диссертаций и опубликованы более 30 статей и тезисов докладов в республиканской и зарубежной научной печати. По различным проблемам геологии и седиментологии продуктивной толщи автор выступил десятками докладами в международных конференциях в Турции, Румынии, Швейцарии, Российской Федерации и Азербайджане.

Из литературы известно, что сущность понятия абшеронской фации и что скрывается под этим термином в геологической литературе по сей день не нашло своего полного разрешения. Поскольку проблемы стратиграфического объема, фациально-генетического строения и границы зоны распространения абшеронской фации среды исследователей продуктивной толщи нет единого мнения. Тем не менее проблема разрешения

геолого-литологической сущности апшеронской фации по сей день остается актуальной, поскольку в зоне распространения апшеронской фации имеется много перспективных локальных структур, которые еще не затронуты глубоким разведочным бурением.

4.4.1 Исторический взгляд на концепцию абшеронской фации продуктивной толщи

Возникновение концепции «абшеронской фации» продуктивной толщи соответствует 20-году прошлого столетия. В то время знаменитые русские ученые-геологи К.П.Калицкий, И.М.Губкин, В.П.Батулин, М.В.Абрамович, П.П. Авдусин и др. богатым содержанием кварца природных резервуаров продуктивной толщи, которые широко распространены на Абшеронском полуострове, условно называли абшеронской фацией. Они допускали, что осадочный комплекс апшеронской фации имеет дельтовое происхождение и непосредственно связана деятельностью Палеоволги.

Впервые концепция о дельтовом происхождении отложений продуктивной толщи выдвинул К.П.Калицкий (1922), который предполагал, что образование и формирование нижнего отдела продуктивной толщи связано с Палеоволгой, а отложения верхнего отдела этого стратиграфического подразделения формировались за счет дельты Палеокуры.

Позже В.П.Батулин (1931, 1958) на основании большого количества геолого-петрографического материала доказал, что отложения продуктивной толщи и

абшеронской фации формировались за счет дельты Палеоволги. На этой теме он все время полмеризировался Л.В.Пуставаловым (1932), который малообоснованными фактами утверждал, что в этом вопросе роль дельты Палеоволги ничтожно мала, что продуктивная толща Азербайджана формировалась за счет размыва палеоген-мезозойских отложений Юго-Восточного Кавказа. Тогда позицию Л.В.Пуставалова поддерживали А.Д.Султанов и другие азербайджанские геологи. А В.П.Батурин оставался при своей концепции и утверждал, что после региональной регрессии бассейна понта Северный и Средний Каспийский бассейн превратился в сушу. Палеоволга прервала себе путь в Южно-Каспийской бассейн и образовала дельту на территории Абшеронского полуострова. При этом Палеоволга сносила огромный терригенный материал со Фенно-Скандинавского шита и формировал богатым кварцем отложений абшеронской фации.

В 50 годах прошлого столетия И.И.Потапов (1954) в своей докторской диссертации, посвященной нефтегазоносности продуктивной толщи, обобщив имеющийся вес фактический материал утверждал, что продуктивная толща образовалась в основном за счет терригенного материала Палеоволги, которая, благодаря своим многочисленным притокам денудировала фундамент Русской платформы.

В 50-60 годах прошлого столетия концепция В.П.Батурина об образовании продуктивной толщи

Абшеронского полуострова была поддержана и развивалась в работах крупных азербайджанских ученых геологов А.А.Ализаде (1960), Ш.Ф.Мехтиев (1969), Э.Н.Алиханова (1978), А.А.Путкаридзе (1969) и др.

В эти годы большой интерес представлял исследования молодого геолога А.С.Туаева, который по K^{40}/AK^{40} методом впервые определил абсолютный возраст пород продуктивной толщи Абшеронского полуострова, Гобыстана, Нижне-Куринской впадины и фрагментально Бакинского архипелага. Абсолютный возраст пород был определен по К- полевым шпатом продуктивной толщи из указанных районов. Полученные результаты были ошеломляющими - К-вые полевые шпаты из разрезов Абшеронского полуострова и месторождения Нефть Дашлары дали 600 Ма лет, а из разрезов Гобыстана и Нижне-Куринской впадины имеют возраст 100-250 Ма лет. Кроме того, А.С.Туаев определил несколько проб полевых шпатов из разрезов месторождения, о. Булла и Булла-дениз, которые также показали возраст пород 550-560 Ма лет. Предполагаем, что эти пробы были взяты из VII и VIII горизонта (по Карадагской разбивке). Таким образом А.С.Туаев убедительно и однозначно доказал, что основные песчаные горизонты продуктивной толщи Абшеронского полуострова и частично Абшеронского архипелага (абшеронской фации - Ч.М.Халифа-заде) образовались за счет палеодельты Палеоволги и терригенный материал сноился благодаря размыву фундамента (кратона) Русской платформы. Такая же участь имеет VII и VIII горизонтов

Бакинского архипелага в районе о. Булла и Булла-дениз, Хара-Зиря.

Далее, по мере движения на запад и на восток содержание кварца в обломочных породах резко падает и резко возрастает количество аркозового материала (К-вые полевые шпаты и плагиоклазы).

Эта означает, что на востоке в разрезах месторождений Чыраг, Азери и Достлуг другая терригенно-минералогическая ассоциация, не характерная для дельты палеоволги и абшеронской фации. Мы отмечаем, что в образовании продуктивных горизонтов СП и балаханской свиты в разрезах месторождений Азери, Чыраг и Достлуг сыграли другие палеореки размывавшие герцениды Туранской плиты. Об этом свидетельствует высокое содержание кислых фельдшпатов (4.13).

Песчаные горизонты продуктивной толщи Прикаспийской впадины, Гобыстана и Нижне-Куринской впадины формировались за счет денудации мезозой-палеогеновых отложений палеореками - Палеосамур, Палеовелвелечай, Палеогилгилчай, Палеопирсагатчай, Палеокура и Палеоаракса палеоген-мезозойских отложений Юго-Восточного Кавказа и вулканитов юры-мела и эоцена Малого Кавказа и Талыша.

Немаловажный интерес представляет сейсморазведочные работы, проведенные А.Н.Гаджиевым [Гаджиев, 2006], Ф.Г.Рагимхановым на территории Среднего Каспия, которым удалось во временных разрезах проследить палеодолину Палеоволги с протяженностью

200 км и на глубинах залегания 1,5-2 км. А.Н.Гаджиев считает, что здесь Палеоволга имела обширную палеодолину (20км ширина) с глубиной 600 м, заполненный плиоценовыми отложениями. Авторы на конкретном геофизическом материале доказали существование в пределах Среднего Каспия обширную палеодолины Палеоволги и шириной 20 км и глубиной русла 600М.

В заключении хочу заметить, что в последние годы в начале века в страницах зарубежных и республиканских журналов, в том числе журнала «Нефтяного Хозяйства» были опубликованы несколько статей [Martin, Aalen et al., 2003; Mangio et al., 1998; Overeen et al., 2003], которые представляли определенный интерес, поскольку большинство из них содержит новые данные о строении и генезиса продуктивной толщи. К сожалению, в статьях зарубежных исследователей имеются ряд упущений и недочетов в использовании некоторых терминов, при методике выделения фаций и палеогеографической экстраполяции полученных аналитических данных из-за игнорирования раньше изданных работ местных исследователей.

Для выяснения генезиса продуктивной толщи А.Мартон, М.Аален и др. [Marten, Aalen, 2003] детально изучали минералогический состав современных дельт Волги, Терека, Самура и Куры и пришли к такому заключению, что формирование продуктивной толщи реализовалась за счет деятельности Палеоволги, притом они считают, что все крупные реки стекавшие с Восточного и Юго- Восточного Кавказа (Палеотерек, Палеосулак, Палеосамур) в раннем плиоцене также являлись притоками Палеоволги.

Новая попытка по определению генезиса продуктивной толщи с участием Эльмиры Алиевой сделали Д.Ж.Хинкс, М.В.Аален и др. [Aalen et al., 2003] на

основании изучения данных двух полевых разрезов (Кирмакинские и Ясамалские долины) продуктивной толщи методом секвентстратиграфии. Они фактически пришли к заключению, что строение продуктивной толщи характеризуется следующими фациями – Fluvial, delta plane, Procsimal delta front distal delta front.

Авторы определили по косым слойкам направлений течение преимущественно - юго-восточное и им не удалось определить в сураханской свите даже слои эвапаритов. Вероятно, установленное направление течения вод бассейна в этом районе соответствует направлению течение дельтовых притоков.

Такая фациальная характеристика продуктивной толщи Кирмакинской и Ясамалской долины нами выполнены еще в 90 годах прошлого столетия по макротекстуре и другим генетическим признакам по методике Л.А.Ботвинкиной (Ботвинкина, 1962) с целью построения палеогеографических элементов продуктивного бассейна. Результаты наших фациально - палеогеографических исследований были частично опубликованы [Халифа-заде, 2003, 2007, 2018, 2019].

Утверждение авторов статьи[Brunet et al., 2006] на основании секвентстратиграфического анализа двух разрезов продуктивной толщи Абшеронского полуострова о том, что продуктивный бассейн был мелководным, озерным бассейном, заполненным мощным флювиально - дельтовыми отложениями, не могут быть подтверждены при фациальной характеристике его дистальных разрезов в

морских месторождениях Абшеронского и Бакинского архипелагов. Насчет климата в продуктивном бассейне авторы сделали поспешный вывод о том, что палеоклимат продуктивного бассейна имел изменчивый характер и в течение формирования продуктивной толщи аридный и гумидный климат чередовался.

Палеоклимат продуктивного бассейна нами специально изучено по литологическим и палеонтологическим критериям. Он имел на западном борту субаридной, сухой, степной, а на восточном борту в пределах Западно - Туркменского прогиба типично аридный, пустынный климат. Наличие в век продуктивного бассейна гумидного климата не подтверждается ни пестрой окраской пород, ни ничтожным содержанием C_{org} 0.01-0.03% в глинах, и наконец, не аутигенно-минералогическими формами железистых минералов.

Теперь несколько слов о работе Т.Грин, Н.Абдуллаева, Ж.Хоссак и др. [Грин, Абдуллаев, Хоссак, 2013]. Авторы, используя результаты регионально-геофизических исследований, сейсмической разведки и ГИС добились новых результатов как о строении осадочного чехла ЮКВ, так и о строении, формировании и других параметрах продуктивного бассейна.

Здесь утверждение авторов о том, что после месинского перерыва Южно-Каспийский бассейн резко погружался и базис эрозии упала примерно 1,5 км от уровня океана заслуживает внимания, к сожалению, так и в предыдущих статьях зарубежных исследователей не были

учтены работы местных ученых геологов.

Так, например, авторы считали, что продуктивный бассейн был глубоководным озерным бассейном и в отложениях сураханской свиты обнаружили слои эвапаритов и алювиальных песчаников.

О глубоководности в балаханский век продуктивного бассейна и образование в нем трубидитных песчаных систем нами было доказано еще в 90-ых годах прошлого столетия и было доложено в 1998 году в Международной Конференции в Констанце (Румыния) [Халифа-заде, 1998].

А что касается наличие слоев эвапаритов мы обнаружили их в сураханской свите г. Бабазанан в НКВ подробно изучили слои эвапаритов и разработали концепцию об их образовании в продуктивном бассейне [Халифа-заде, 2016].

В статье как пишет авторы, фациальный анализ разрезов продуктивной толщи проводились по данным ГИС, с учетом мощности слоев и коэффициента песчаности изученных пачек и толщ. Таким путем выполненный фациальный анализ не отвечает современным требованиям и на этой почве, составленные палеогеографические карты без выделения, хотя бы, контуров областей денудаций также не отвечают требованиям составления современных палеогеографических карт, не говоря о том, что на этих картах контуры бассейнов продуктивной толщи не изменяются в течение около $2 \cdot 10^6$ лет.

Другие сообщения в статье Назима Абдуллаева [Абдуллаев и др., 2013] почти повторяют данные

опубликованные в сборнике «Южный Каспий до центральных Иранских бассейнов». Некоторые новшества мы видим в иллюстрированных им пяти палеогеографических картах, опубликованные в статьях в АНХ. Таким образом строение и генезис как продуктивной толщи, так и ее абшеронской фации может быть раскрыты на базе учета работ предыдущих исследователей и проведение регионально-геологических и геофизических, промыслово-геофизических, литолого-стратиграфических, минералого-петрографических, фациально-генетических, формационных и палеогеографических исследования в едином комплексе, желательно одним и тем же лицом, либо же интеграции усилий седиментологов и геофизиков.

В этом контексте мы попытались ниже дать новое пояснение на строение и генезис продуктивной толщи и связанной с ней «абшеронской фации».

4.4.2. Современное представление о распространении «абшеронской фации» продуктивной толщи Западного борта Южного Каспия

Известно, что продуктивная толща формировалась в замкнутом интраконтинентальном бассейне, который был окружен с запада горно-складчатой системой Большого, Малого Кавказа и Талыша и с юга Эльбурсской складчатой системой мезопалеозойской консолидации; с востока Копетдаг, Большой и Малый Балаханы и Губдагской горно-складчатой зоной, а с севера Скифско-Туранской эпигерценской платформой. Продуктивный бассейн

характеризовался напряженным тектоническим режимом с окружающими его горно-складчатыми системами, благодаря интенсивной денудации мезокайнозойских толщ и горными реками в бассейн сносилось громадное количество терригенного материала. В западном борту Южного Каспия при формировании продуктивной толщи с севера участвовала грандиозная река Палеоволга, которая размывала осадочный чехол и фундамент Русской платформы и молодую Скифско-Туранскую плиту. Допускаем, что водосборная площадь Палеоволги по сравнению современной Волгой составляла 13600 км² и в денудации, транспортировке пород фундамента участвовали более 200 ее притоков. С северо-запада и запада мезокайнозойские горно-складчатые системы Большого и Малого Кавказа денудировали десятки средних палеорек и, в том числе, - Палеосамур, Палеогильгилчай, Палеопирсагатчай, Палеокура и Палеоаракс и каждая из них, самостоятельно стекая в продуктивный бассейн, образовали свою фациально-дельтовую зону со специфическим литологическим строением и минерально-петрографическим составом осадков. Мы считаем, что образование «абшеронской фации» целиком связана деятельностью дельты Палеоволги и границы ее распространения наглядно иллюстрирована на рис.4.16.

Поэтому продуктивная толща Западного борта Южного Каспия имела весьма сложное литолого-фациальное строение, и потому создание структурно-фациальным зонам единую литолого-стратиграфическую

схему нам представляется чрезвычайно трудным. Однако на основании фациально - циклического и фациально-генетического анализа разрезов продуктивной толщи в пределах Абшеронского полуострова, Абшеронского архипелага и основательно Нижне-Куринской впадины с учетом использования палеонтологических данных, петрографических коррелятивов и палеогеографических элементов удалось составить седиментологическую модель абшеронской фации продуктивной толщи.³

После выделения М.В.Абрамовичем в 20 годах прошлого столетия «Абшеронской фации» в продуктивной толще для Абшеронского полуострова, последующие годы это понятие в работах М.Ф.Мирчинка, В.П.Батурина, П.П.Авдусина, А.Г.Коссовской, А.А.Ализаде, А.Д.Султанова, В.А.Горина, А.Г.Алиева и др. приобрели новое содержание. Следует заметить, что еще в те годы В.А.Горин и В.П.Тамразян (1953) выдвигали Средне-Каспийскую сушу в качестве новой концепции как основного источника сноса Палеоволги.

³ Подробности в первой части монографии

Рис. 4.16. Схема ориентировочных границ распространения «абшеронкой фации» в пределах западного борта Южного Каспия с указанием расположения локальных структур

**Рис. 4.17. Седиментологическая модель
абшеронской фации продуктивной толщи**

Однако результатами сейсмических работ, проведенных на территории Среднего Каспия [Гаджиев, 2016], полностью доказали несостоятельность этой концепции, что в плиоценовое время Средне-Каспийский свод был погружен в большие глубины, что герцениды указанной структуры никак не могли быть источникам сноса обломочного материала для Палеоволги.

Уже в 60 годах прошлого столетия за счет расширения разведочного бурения в перспективных площадях морской акватории сложившееся представление об апшеронской фации сильно расширилась и охватила пространство Абшеронского архипелага и Южно-Апшеронской впадины. А на суше по литолого-петрографическому составу и строению на западном борту Южного Каспия были

выделены следующие фации: Гобыстанская, Прикуринская и Каспийская. В настоящее время эти фации были использованы некоторыми исследователями для построения палеогеографической схемы по отдельным литостратонам продуктивной толще. Рады справедливость заметим, что установленные в продуктивной толще Абшеронские и др. фации под географическим названием имели определенные успехи в 50-60 годах прошлого столетия. В настоящее время термин фация имеет конкретный смысл и содержание в монографиях и учебников ведущих седиментологов бывшего СССР, Российской Федерации и СНГ (Г.Ф.Крашенников, Н.М.Страхов, А.В.Хабаков, П.Н.Тимофеев, В.Т.Фролов, Ю.К.Жемчужников, И.В.Хворова и др). Установленные в продуктивной толще осадочные комплексы под географическим названием фактически состоят из целого ряда фаций и скорее всего, их можно называть типом отложений продуктивной толщи. Под этим названием они могут быть полезным для создания единой стратиграфической схемы продуктивной толщи, а также для оценки перспектив нефтегазоносности локальных структур глубоководной части территории Южного Каспия. Фактически раньше установленные в продуктивной толще осадочные комплексы под географическим названием по размеру, строению и распространению является фациальными зонами или же элементом более крупных иерархической единицы - формации [Страхов, 1962]. Выше мы отметили, что для выяснения строения, ореалов

распространения и генезиса абшеронской и других под географическим названием «фаций» продуктивной толщи надо провести фациально-генетический анализ разрезов их отложений, что фактически реализовано в данной монографии.

На основании фациально-циклического анализа разрезов продуктивной толщи на суше и в акватории морских месторождений нами установлено в ее строении 5 циклов [Халифа-заде и др., 2004].

Первый цикл (снизу-вверх) установлен (см.рис.4.10) в объеме калинской свиты. Второй цикл имеет более широкий стратиграфический объем укладывается в объеме свиты ПК и КС. Третий цикл соответствует стратиграфическому объему НКП и НКГ. Четвертый цикл по сравнению с предыдущими циклами имеет большой стратиграфический объем и длительное время формировался (более 0,8 Ма лет). Таким образом четвертый цикл укладывается в объеме свит СП, балаханы, сабунчи, а сураханская свита по петрографическому составу и фациально-генетическому строению, как бы показывает начало не завершенной пятого геологического цикла. По времени образования первые три цикла являются мезоциклами, а четвертый цикл продуктивной толщи мы назвали мегациклом [Халифа-заде, 2004].

Каждый цикл начинается регрессивном режимом осадконакопления и состоит из флювиальных, дельтовых и мелководных морских фаций, а выделенные нами циклы завершаются более высоким стоянием уровня моря и

характеризуются трансгрессивным характером седиментации и представлены различными морскими фациями – сублиторальная, эпинеритовая, интранеритовая и глубоководная.

Интерпретируя зональность распределения фации в продуктивном бассейне, допускаем, что в глубоководной части Южного Каспия трансгрессивная часть выделенных циклов, особенно четвертого цикла, представлены глубоководными фациями, либо же песчано-турбидными системами.

Фациально-циклическое строение продуктивной толщи ясно выражено в пределах развития абшеронской фации. А в зонах Нижне- Куринской впадине и южной части Бакинского архипелага регрессивное и трансгрессивное строения циклов из-за специфических палеогеографических условий за счет ограничения деятельности дельты Палеокуры выражено слабо и улавливается в деталях.

Мы рассматриваем продуктивную толщу как крупная молассовая формация, именованная нами пестроцветной терригенно-глинистой формацией [Халифа-заде и др., 2005].

Эта схема хорошо укладывается по методике выделения осадочной формации, разработанный академиком Страховым [Страхов, 1962] и доработанной нами на примере перм-триасовых бассейнов Мангышлака, и Восточного Предкавказья [Халифа-заде и др., 2006]. По этой методике образование осадочной формации

начинается с появлением в регионе нового ландшафтно-тектонического плана с заложением основы нового бассейна. На примере молассовой формации продуктивной толщи после месинского перерыва за счет взаимодействия и сжатия Аравийской и Евразийской плит территория Южного Каспия по глубинным разломам погружалась, и окружающие его горно-складчатые системы воздымались, и территории Среднего и Северного Каспия также превратились в сушу. Как справедливо пишет Назим Абдуллаев [Абдуллаев и др., 2013] в этом тектоническом процессе базис эрозии понтического бассейна упал на 1,5 км от уровня океана и на месте Южного Каспия образовался новый ландшафтно-тектонический план и на этой ландшафтно-тектонической структуре начал формироваться молассовая формация продуктивной толщи. Выделенные нами 5 мезо- и макроциклов фактически являются структурными элементами этой формации, которые характеризуют напряженный тектонический режим продуктивного бассейна и особенности его эволюции в течение 1.9 миллионов лет. Как ясно из рис.4.10 пестроцветная терригенно-глинистая формация в профиле напоминает гигантскую макролинзу и в западном направлении ясно видно выклинивания ее древних горизонтов за счет разно размерности и много этапности трансгрессивного цикла ПТ.

После месинского перерыва между понтом и продуктивной толщей резкое падение базиса эрозии (1,5 км) на территории Южного Каспия мы рассматриваем как

результат рифтогенного процесса. Поскольку в результате противоположенных движений Арабийско-Нубийской и Евразийской плит и сжатия (континентальный дрейф) окружающие территории Южного Каспия - горно-складчатые системы интенсивно воздымалась вследствие коллизионного орогенеза Большого Кавказа, Талышской горной системы и Копетдага. А территория Южного Каспия за счет рифтогенного растяжения опустилась по глубинным разломам и образовала рифтогенную топографическую депрессию, где начал формироваться раннее плиоценовый продуктивный бассейн.

4.5. Палеогеография акчакылских бассейнов западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана

В настоящее время палеонтологическое, стратиграфическое расчленение и отчасти литологическая характеристика акчакылских отложений в западном Азербайджане и Аджиноурской впадине, а также в бассейнах рек Туриянчай и Аджиганчай освещены в геологической литературе удовлетворительно. Однако палеогеография акчакылских бассейнов Азербайджана и западного борта Южного Каспия рассмотрены в геологической литературе особенно с фациально-генетической позиции слабо и фрагментарно. Слабо изучены отложения акчакыла в пределах западного борта Южного Каспия и в Нижнекуринской впадине из-за отсутствия руководящей фауны, если не брать во внимание, неогеновую часть Атласа литопалеографических карт

Азербайджана (1999). Эти карты составлены в масштабе 1:1000 000 и преимущественно на тектонической основе, без учета их фациально-генетической основы. А что касается, многотомного трактата книги геология Азербайджана, том 2, Литология (1999), тут вместе палеогеографии акчакылских отложений дается очень схематическая литолого- фациальная карта, которая составлена на уровне 50-х годов прошлого столетия. Наши палеогеографические исследования акчакыльских бассейнов проводились на другой плоскости, путем интерпретации палеонтологических, регионально- геофизических, сейсмостратиграфических и собственно палеогеографических исследований.

Иллюстрирование фактической базы составленных нами палеогеографических карт имеет большое значение (рис. 4.18). Мы на этой карте, все изученные разрезы акчакыла разделили на три категории. К первой категории мы относим изученные полевые разрезы акчакыла. В общей сложности, нами были изучены 29 разрезов (рис. 4.18). К второй категории мы относили разрезы, описанные по литературным данным. Количество подобных разрезов составляет 25, и они на карте иллюстрированы в виде кружочек. Наконец, к третьей группе мы относили разрезы, которые были изучены, по материалам глубоких разведочных скважин. Количество этих разрезов 23, и они на карте иллюстрированы в виде звездочек.

В целом от карты фактического материала ясно, что для составления палеогеографических карт Восточного и

Центрального Азербайджана, а также по западному борту Южного Каспия, мы использовали 73 разрезов акчакыла, в которых был выполнен фациально - генетический анализ по выше указанным разрезам. Кроме того, на карте фактического материала иллюстрированы контуры распространения мезозой и палеогеновых отложений. На южном склоне Юго-Восточного Кавказа выходы палеоген-мезозойских отложений указаны как источники сноса акчакыльских бассейнов, в том числе палеоген в Талышской горно-складчатой системы.

4.5.1. Палеогеография раннего акчакыла западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана.

Выше отметили, что после замыкания продуктивного бассейна между акчакылом и продуктивной толщи произошел континентальный и полупустынный климатический режим в пределах Южного Каспия и значительной части территории Азербайджана с продолжительности более миллиона лет (Д.Гроувс, 1996). Затем, воды Северного Ледовитого океана хлынули на территорию Прикаспия, Каспия, Западного Туркменистана, Закавказье. Это в геологической литературе называлась знаменитая акчакылская трансгрессия, которая одновременно охватила территорию Закавказья и Манычского прогиба и соединила регион Черного моря с Каспийским. По последним данным западная граница эпиконтинентального акчакыльского бассейна достигало Босфора и Дарданелла, даже и по некоторым данным акчакылская трансгрессия дошла до отрогов Динаридов

западной Греции. В результате акчакыльской трансгрессии, начиная в бассейнах рр. Волга, Кама и Урал, включая Прикаспийской синеклизы на юге России образовал грандиозный соленоватоводный эпиконтинентальный бассейн со спокойным тектоническим режимом и гумидной климатической обстановкой. Так же акчакыльская трансгрессия на своем пути охватила многочисленные молодые и древние тектонические структуры – Русские-Скифско-Туранские плиты, орогенные предгоря Малого и Большого Кавказа, погребенные складчатые зоны Куринский и Рионской впадин и естественно подводный донный рельеф имел весьма сложный характер. А в Азербайджане доминировал мелководный шельф.

В Азербайджане акчакылские отложения ни только прикрывают пестроцветный комплекс продуктивной толщи, но и благодаря крупномасштабной трансгрессии, акчакылские отложения трансгрессивно залегают на отрогах Малого и Большого Кавказа, прикрывают стратиграфическим и тектоническим несогласиями миоцен-палеогеновые и даже меловые отложения с базальными конгломератами (Шыхлински, 1964). Думается, не без интересно узнать ориентировочный размер акчакыльского бассейна, который составляет $(800-1000) \cdot 10^5 \text{ км}^2$. Одним словом, акчакылский бассейн можно назвать малым океаном, где обитали специфические моллюски, остракоды, фораминиферы, рыбы, отолиты и различные водоросли, которые позволяют делить

акчакыльский разрез на два подразделения – нижний и верхний акчакыльские подяруса.

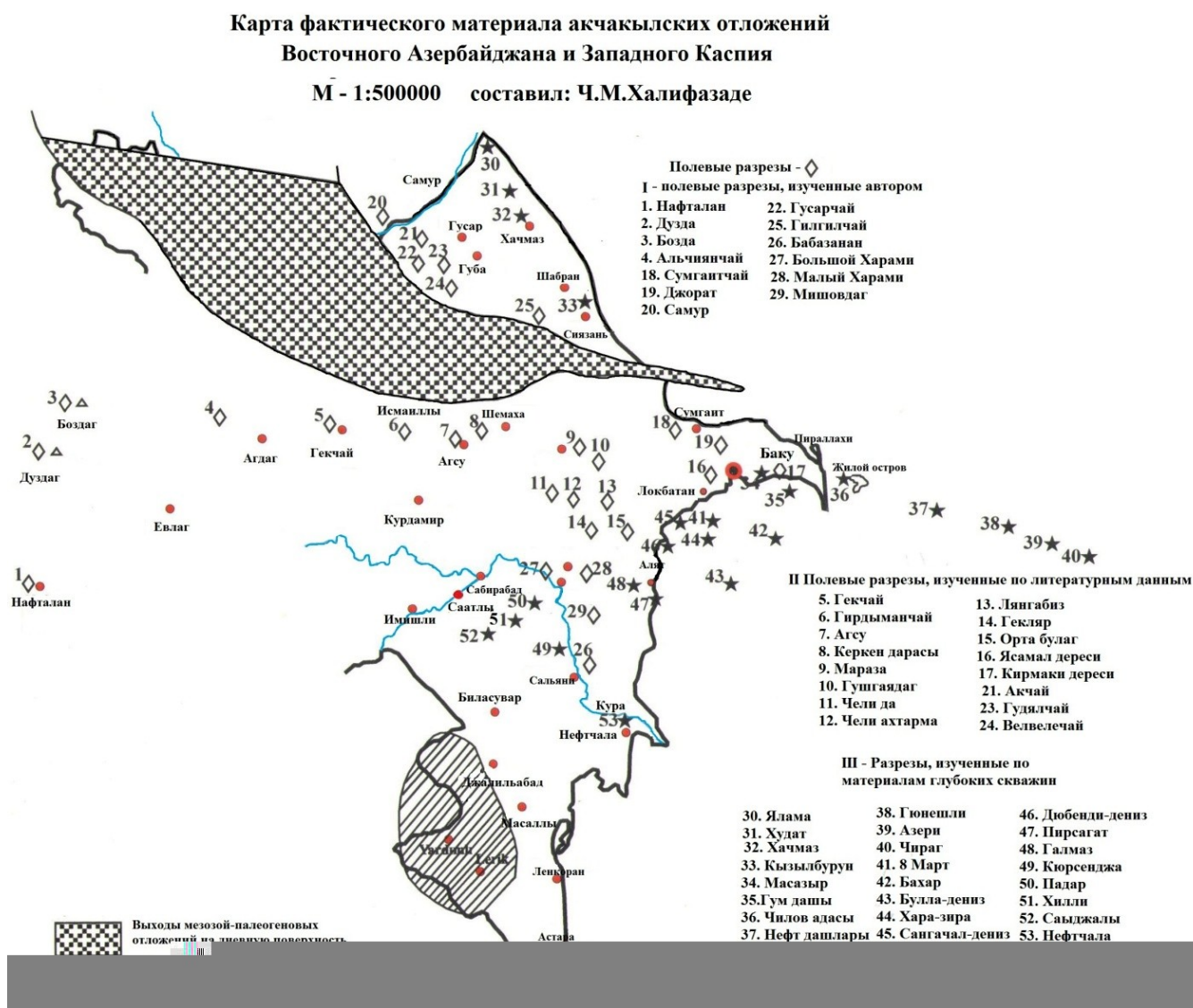


Рис. 4.18. Карта изученности акчакыльских отложений Восточного Азербайджана и Западного Каспия

Судя по результатам фациально-генетического анализа и по изменению ассоциации моллюсковой фауны и фораминифер, акчакыльская трансгрессия продолжалась в течении нижнего акчакыля, а в верхнем акчакыле бассейн стал обмелеть, опресняться и был расчленен на отдельные

лагуны, заливы и мелкие озера.

Каждый подярус мы рассматриваем как переломный момент развития региона и поэтому литолого-палеогеографические карты были составлены именно по этим стратиграфическим подразделениям. В результате геолого-литологических, фациально-палеогеографических и с учетом региональных и локальных геофизических работ, были составлены литолого - палеогеографические карты для раннего и позднего (рис.4.19., 4.20) акчакры Центрального, Восточного Азербайджана и Южного Каспия в масштабе 1:500 000. Как было отмечено выше этим картам предшествовала карта фактического материала (рис.4.19).

На литолого - палеогеографических картах отражены характерные для акчакры остатки фауны, флоры, а также направление подводных течений. Все эти условные знаки были иллюстрированы в количестве более 20 и разделены на три большие группы: фациальные элементы, палеогеографические элементы и другие группы знаков. Эти условные знаки позволяют читателю легко разобраться в палеогеографических картах акчакры и использовать эти данные для нужных целей. На литолого - палеогеографической карте раннего акчакры (рис.4.19), исходя из цели задачи и исследования, иллюстрированная Большая Кавказская островная суша и на юго-западе региона показала островная суть Талышских гор (рис .4.19). В верховьях Гусарчая и на высоте 2000м мы у села Гузун обнаружили темносерые морские глины с

фауной *Cardium dombra*. По этому факту мы допускаем, что островные суши Кавказа и Талыша были низкогорьем и были покрыты иглочатоллиственными хвойными растениями. Область аккумуляции акчагыльского бассейна занимает 80% территории Центрального, Восточного Азербайджана и целиком на литолого- палеогеографической карте раннего акчагыла прекрасно видна фациальная зональность – начиная от континентального шельфа, островных суши, до глубоководных пелагических отложений зоны современного Южного Каспия (рис.4.19). Наличие тех или иных фациальных комплексов убедительно описаны и доказаны по генетическим признакам в предыдущей главе данной монографии.

На карте наряду с фациями иллюстрированы линии изопакит. Судя по замыканию несколько линий изопакитов в пределах нижней части континентального шельфа акчагыльского бассейна Южного Каспия образовался несколько прогибов (рис.4.19), и такой же прогиб установлен в Араксинской низменности Азербайджана.

Раннеакчагыльский бассейн был солонатоводный, что легко подтверждается характером развития моллюсковой фауны, остракод и фораминифер. Если солоность раннеакчагыльского бассейна выразить числовой характеристикой, то он занимал промежуточное положение между современными Черным и Каспийскими морями. Таким образом, солоность раннеакчагыльского бассейна ориентировочно определился в пределах 14-15‰, что хорошо увязывается его биоценозом.

Гидродинамика акчакыльского бассейна может быть определена макро поверхностной и внутрислойной текстурой песчано-алевролитовых пород.

Конечно, акчакыльский бассейн занимает огромную территорию, характеризовался крупными волнениями в зависимости от направления ветров и подводными течениями. В приморском районе (прикаспийская впадина) мы, изучав косолоистые текстуры в песчано-алевролитовых породах, в бассейнах Гусарчая, Гудялчай, Велвелечай, Гилгилчай составили роздиаграммы косых слойков акчакыльских отложений. Мы изучили в обнажениях акчакыла угол наклона и азимут косослоистых отложений в количестве 90 измерений одновременно мы на поверхности глин измерили азимут язычковых героглифов и в многих местах, где это возможно, определили амплитуду и направление рябы.

В свое время изучением палеоподводных течений в бывшем СССР занимались А.В.Хабаров, Н.Б.Вассоевич, В.А.Гроссгейм и А.Н.Неручев. на примере майкопских, Чокрак-Караганских и акчакыльских отложений Северного Кавказа и по древним подводным течениям они получили оригинальные результаты. А.Н.Неручев на основании изучения косых слойков в акчакыльских отложениях Чечено-Ингушетии и Дагестана, пришел к заключению, что в акчакыльских бассейнах Северного Кавказа существовал подводное водно-береговое течение, которое текло вдоль суши Кавказского острова с юго-востока на северо-запад. Несмотря на то, что эти измерения мы

проводили через 50 лет после А.Н.Неручева, наши данные прекрасно увязались с направлением подводного течения, которое было установлено в прошлом столетии указанным автором.

Как ясно от палеогеографической карты подводные течения акчакыла в пределах прикаспийской впадины начинается юго-востока со стороны Южного Каспия и проходить вдоль Кавказской островной суши и в Гусарском заливе акчакылского бассейна течение усложняется, а потом вновь восстанавливает течение в северо-западном направлении (рис.4.19).

Тектонический режим и климат акчакылского бассейна сильно отличался от подстилающей продуктивной толщи. Климат акчакылского бассейна и других эпох неогена и антропогена Азербайджана достаточно обстоятельно рассмотрены в специальном подразделе этой монографии. Однако для полноты наших палеогеографических построений для позднего плиоцена, заметим, что палеотемпература акчакылского бассейна специально нами была исследована по методу изотопной палеотермометрии, а также определены значение Са/Mg индекса в раковинах акчакылских моллюсков.

Измеренные результаты однозначно показали, что в летнее время температура воды в мелководье не превышала 13-15°C. Фактически такая низкая температура воды в акчакылском бассейне соответствует современной температуре мелководья Балтийского моря. Одним словом, наши палеотемпературные исследования показали, что в

акчакылской эпохе в Азербайджане на Южном Каспии было холодно. Этот вывод еще подтверждается широким распространением на Большом и Малом Кавказе в акчакылское время иглолиственных растений (ель, пихта, сосна и тд.). На основании полученных данных мы считаем, что первые материковые оледенения на северном полушарии началось намного раньше и произошло в акчакылской эпохе.

Акчакылское море занимало грандиозные территории и является эпиконтинентальным бассейном со слабым тектоническим режимом. По сравнению с подстилающим отложениями продуктивной толщи акчакыл принадлежит к гумидному литогенезу.

Акчакылский бассейн имел декомпенсированное прогибание, что способствовало в пределах Южного Каспия и прилегающих к нему районах формированию маломощных темно-серых глубоководных глин. Исходя из этого допускаем, что глубоководные глины занимали большую территорию. Пелагические глины характеризуются специальной фауной и флорой. Максимальная глубина акчаылского бассейна не более 1000-1200 м. В акчакылском бассейне Восточного Азербайджана и Южного Каспия нам удалось установить формирование трех территориально-минералогических провинций: Большая Кавказская провинция, которая характеризуется мезомиктовыми песчаниками, где в их тяжелой фракции доминируют устойчивые минеральные ассоциации с примесью мусковита и хлорита;

Малокавказская провинция, где в тяжелой фракции песчано-алевролитовых пород доминируют пироксены и амфиболы с значительным содержанием основных плагиоклазов и обломков эффузивных пород. вся эта ассоциация акцессорных минералов связаны с развитием вулканитов эоцена и мела Малого Кавказа и Талышской палеогеновой горной системы.

Третья терригенно-минералогическая провинция раннего акчакрыла имеет ограниченное распространение в пределах Абшеронского полуострова и частично охватывает западную часть тектонической зоны Бакинского архипелага. Здесь в тяжелой фракции песчано-алевролитовых пород доминируют устойчивые минеральные ассоциации с высоким содержанием кварца и примесью дистена и ставролита. По последним акцессорным, метаморфическим минералам допускаем, что третья терригенно-минералогическая провинция формировалась за счет размыва верхней части продуктивной толщи в результате знаменитой акчакрыльской трансгрессии.

Таким образом, в заключении можно заметить, что грандиозный раннеакчакрыльский эпиконтинентальный бассейн играл важную роль в плиоцен-антропогеновой истории Азербайджана и Южно- Каспийского бассейна.

4.5.2. Палеогеография поздноакчакрыльского бассейна западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана.

Поздноакчакрыльский бассейн характеризуется в рассматриваемых регионах стабилизацией трансгрессии и

ослаблением тектонического режима. В этой палеогеографической обстановке поздноакчакылский бассейн стал обмелеть, опресняться и постепенно стал расчлениться на отдельные лагуны, озера и заливы. Скорость седиментации ослабляется и в бассейне появляются совершенно новая ассоциация пресноводных моллюсков.

Область денудации, по-прежнему, сохраняется в низкогорьях Большого и Малого Кавказа, и Талыша. В область аккумуляции бассейна седиментации доминируют регрессивный тип осадконакопления и связь Черного и Каспийского морей полностью прекращается. Литолого-палеогеографическая картина наглядно иллюстрировано на рис. 4.20

В область аккумуляции с Красными линиями иллюстрированы изопахиты позднего акчакыла. Судя по расположению изопахитам дно бассейна позднего акчакыла имеет сложный рельеф, однако ясно видно существование несколько прогибов в центральном, Восточном Азербайджане и в Южно- Каспийском бассейне. В позднем акчакыле, не смотря на резкое изменение морфологии и батиметрии бассейна, по прежнему, формировались осадки большой мощности ближе к Большой Кавказской суши. Фактически в позднем акчакыле депоцентром осадков стала Аджиноурская впадина, мощность верхнеакчакылского подяруса составила в пределах 400-500 м, а в других местах континентального шельфа - 150 - 200 м, пелагеле 30 м.

Поздноакчакыльская пресноводная фауна в регионе Гянджа-Басара и в Аджиноурской впадине обстоятельно была изучена Т.С.Караевым (Караев, 1985). Кроме того, мы встретили подробные описания верхнеакчакыльских пресноводных моллюсков и их наземных представлений в работах Лейлы Алиевой, которая их изучала в разрезах Нафталан, Дуздаг, Боздаг, Годжашен, Джамигая и Дашйуд. Т.С.Караева в разрезах Нафталана в самых верхах верхнего акчакыла в плохоотсортированных песках и известняках ракушняках подробно описал, так называемый Нафталанский комплекс – *Pseudounio Karaqoyunli*, *Unio Kurensis*, *Patamida Naftalantus*, *Eburzinica geometrica*, *Sphenium Actchagulicum*, *Valvata turbinoides*. Л.Алиева считает, что пески с нафталанским комплексом перекрываются континентальными отложениями абшерона. Более того, Т.С.Караева и Л.Алиева в разрезе Боздаг в плохоотсортированных глинистых песках обнаружили и подробно описали следующий пресноводный моллюсковый комплекс: *Unio samuchicus*; *U.Naftalanicus*; *U.surensis*; *Helix bozdaqenses* и тд. Указанные авторы в верхнеакчакыльских отложениях Аджиноура обнаружили ряд новых видов пресноводных моллюсков. Затем, эти же разрезы верхнего акчакыла фациально-генетическим методом изучен автором и он доказал лагунно-заливное происхождение вмещающих глинистых песков и известняковых ракушников всех комплексов пресноводных моллюсков. Здесь лагунно-заливные пески и песчаники, глины очень богаты листьями, стеблями ископаемых

растений, которые были изучены Г.Г.Касимовой, Х.Джабаровым, которые утверждали, что основная часть изученных ископаемых растений принадлежит хвойным, иглолиственным растениям.

Соленость верхнеакчакылского бассейна, судя по интенсивным развитиям пресноводных моллюсков сильно упала. Соленость можно сравнить с таковым Азовским, Аралскими морями. Климатические условия верхнего акчакыла унаследовав от раннего акчакыла остается умеренно холодным. Этот вывод подтверждается прежде всего отсутствием хемогенных карбонатных пород, даже в темно-серые глины Абшеронского архипелага характеризуются практически безкарбонатностью. Как мы отметили выше, в областях денудации в составе растительного покрова доминируют иглочатые хвойные растения. В верхнеакчакылском бассейне моллюски и фораминиферы являются тонкостворчатыми, нежными, которые также доказывает холодный, бариальный характер позднего акчакылского бассейна. Кроме того, в районах бассейнов рр. Алджиганчай, Гекчай и на северо-востоке Ахсучай, Гирдыманчай в позднеакчакылских отложениях широкое развитие фации баров, кос и пересыпей, также доказывает регрессивный характер осадконакопления позднего акчакыла, свидетельствует об обмеление и расчленение бассейна седиментации на дискретные водоемы.

Более того в песках и песчаниках позднего акчакыла, распространение косослоистой текстуры, как в раннем

акчакыле, доказывает наличие унаследованности от раннего акчакыла вдоль береговым подводным течением. Допускается, что вдольбереговые подводные течения, помимо, северо-западной направлении северного Кавказа, циркулировали также вокруг Большой Кавказской островной суши. Денудационная зона Большого Кавказа, особенно его градиент возвышенностей уменьшился, и по прежнему размывались горными реками палеоген-мезозойские отложения и грубозернистая аллювиально-пролювиальная фация формировалась в низовьях горы в континентальных условиях образовали вдоль Большого Кавказа континентальные пролювиальный шлейф. (см. рис.4.20).

В позднеакчакылском бассейне Центрального и Восточного Азербайджане и в Южно- Каспийском бассейне в отличие от раннего акчакыла формировались две терригенно-минералогические провинции.

Первая терригенно-минералогическая провинция протянулась от Гусарского залива, Шамаха-Гобыстана и Южного склона Большого Кавказа, где в тяжелой фракции песчано-алевролитовых пород доминировала ассоциации устойчивых минералов и кварца. В качестве видеизмененных акцессорных минералов выделяются эпидот-цоизит и мусковит-хлорит.

Вторая терригенно-минералогическая провинция формировалась за счет денудации вулканитов эоцена и мела северо-восточной части Малого Кавказа и горно-складчатого Талыша. Здесь ведущими минералами тяжелой

фракции являются пироксен и амфиболы. Содержание кварца не превышает 25-30%; доминируют основные плагиоклазы и обломки эффузивов.

Таким образом, в заключение отметим, что за счет регрессии и осушения позднеакчакылский бассейн распался на дискретные лагуны, заливы и озера, где обитались пресневодные моллюски, фораминиферы и остракоды. В конце акчакылской эпохи регрессия и осушение водоема продолжался с дальнейшим распадом на мелкие озера, лагуны и заливы. В заключении акчакылской регрессии эпиконтинентальный бассейн полностью осушился, и огромная территория превратилась в степи умеренной зоны.

Рис.

4.

20.

Литолого-палеонтологическая карта позднего акчакыла.

Затем, Центральном и Восточном Азербайджане и Южно- Каспийский бассейн был затоплен абшеронской трансгрессией. Между акчакылом и абшероном был кратковременный перерыв и образовался переходная толща, которая хорошо фиксируется по данным сейсмической разведки МОГТ, и этот горизонт А.Н.Гаджиевым обозначен СГ-А1.

Абшеронский бассейн в Азербайджане как по физико-географическим условиям и по размеру, так и по климату, палеобиононии и гидрохимии сильно отличился от акчакылского бассейна, который играл неоспаримую важную роль в позднеплиоценовом геологическом развитии Кавказского региона и Каспийского бассейна.

ГЛАВА V. ЦИКЛИЧЕСКОЕ И ТРАНСГРЕССИВНОЕ СТРОЕНИЕ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ И ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЕЙ ПЛИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОГО БОРТА ЮЖНОГО КАСПИЯ

За сто лет изучения продуктивной толщи о ее циклическом строении были высказаны некоторые суждения И.И.Потаповым [Потапов, 1947], А.Д.Султановым и В.А.Гориным [Султанов, Горин, 1966], которые считают, что циклическое строение этих отложений обусловлено характером тектонических движений.

Эвсататические колебания уровня продуктивного бассейна в общих чертах были отмечены в середине прошлого столетия В.П.Батуриным, В.М.Колесниковым и позже А.А.Ализаде [Ализаде, 1960].

За последний 50 лет, благодаря широкому применению литостратиграфических и седиментологических, палеогеографических исследований в изучении продуктивной толщи азербайджанскими и зарубежными учеными с использованием результатов сейсмической разведки и сейсмостратиграфии, были получены некоторые успехи в познании эвстатического колебания уровней плиоценовых бассейнов Южного Каспия и Восточного Азербайджана.

Наши исследования о циклическом и трансгрессивном строении, а также флуктации уровня плиоценовых бассейнов базируется на изучении литостратиграфии,

фациально-циклических, палеогеографических анализов 50 разрезов ПТ и 65 разрезов акчакрыла из Северо-Абшеронской складчатой зоны, Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага, Нижне-Куринской впадины и Бакинского архипелага, а также Кобустана и западных районов Азербайджана.

Именно, на основании полученных новых данных нам удалось раскрыть циклические и трансгрессивные строения продуктивной толщи и эвстатические колебания уровня плиоценовых бассейнов.

Для последовательности изложения результатов исследования начнем с анализа геологической ситуации в современном заполнении продуктивного бассейна в системе развития палеокаспийских бассейнов в целом.

Из литературы известно, что на рубеже миоцена и плиоцена в результате сжатия (субдукции) Аравийско-Нубийской и Евразийских плит Средиземное море отделилось от Восточного паратетиса и уровень океана упала на 50-100 м [Чумаков, 1986; Kringsman et al., 2010; Faibridge, 1962]. Далее в результате Месинского соленого кризиса Восточный паратетис стал осушиться и понтийский бассейн, существовавший между Черным и Каспийским морями [Чумаков, 1986], полностью регрессировала в Палео-Каспийское море, и его уровень упало на 85 м.

Именно, вследствие Месинского кризиса меридионально расположенное Палео-Каспийское море было разделено на три дискретные бассейны - Северный,

Средний и Южно-Каспийский бассейны. Уровень Южно-Каспийского бассейна в это время упал на 500 м., а базис эрозии 1,5 км [Чумаков, 1986; Велиев, Тагиева, 2012]. При этом Северо-Каспийский бассейн питался Палеоволгой и палеоуралом. Средне-Каспийский бассейн заполнялся с запада за счет Палеотерека и востока палеоэмбы, а Южно-Каспийской бассейн был обеспечен пресной водой за счет деятельности Палеосамура и Палеокура, а с востока Палеоамударье.

В Месинском кризисе произошло сильное падение уровня Среднеземноморского бассейна, уровень которого упало не менее 500 м и огромное интраконтинентальное море расчленилось на отдельные озера и лагуны. Атлантический океан превратился в Гибралтарском проливе в огромный водопад с высотой примерно 150 м.

Заложение продуктивного бассейна в пределах палеоюжно-Каспийского моря произошло 5,5 Ма лет назад и продолжительность его существования по данным Д.Гроувса и др. [Гроувс и др., 1996] составляет 1,9 Ма лет.

Д. Гроувс и др. [Гроувс и др., 1996] разработаны абсолютный возраст плиоцена и антропогена Южно Каспийского региона, который иллюстрирован в таблице 5.1.

Таблица

5.1.

**Абсолютный возраст и продолжительность
стратиграфических единиц плиоцена Южно-
Каспийского региона.
(по данным Д.Гроувса, 1996)**

		Абсолютны	Продолжи- тельность
--	--	-----------	------------------------

№№ про б	Название стратиграфических единиц	й возраст, Ма.лет	стратигра- фических единиц, Ма
1	Антропоген с включением Абшеронских слоев	1.80	1.80
2	Акчакылский ярус	2.60	0.80
3	Стратиграфическое несогласие между акчакылом и продуктивной толщи СГ -II	3.40	1.10
4	Верхний отдел продуктивной толщи (Балаханской, Сабунчинский и Сураханский свиты)	45.0	1.40
5	Несогласие между верхними и нижними отделами продуктивной толщи СГ -II	5.90	0.05
6	Нижний отдел продуктивной толщи (КаС, ПК, КС, НКП, НКГ)	5.55	0.45
7	Стратиграфическое несогласие между понтон и продуктивной толщей, СГ -II	6.40	0.30
8	Верхний понт	6.70	0.14
9	Мезенский кризис	6.84	1.04
10	Нижний понт	7.97	0.19

Д.Гроувс и др. не только уточнили возраст ПТ и ее литостратиграфических подразделений, но и определили возраст стратиграфических несогласий между акчакылом и продуктивной толщей, верхними и нижними отделами ПТ, а также между понтон и ПТ, что имеет важное значение при рассмотрении геологической истории и палеогеографической реконструкции в раннем плиocene Южно-Каспийской впадины.

Из таблицы 5.1 ясно, что Д.Гроувс и др. даже определили продолжительность абсолютного возраста мезенского кризиса понта, в пределах которого произошли важнейшие геологические события на территории паратетиса и палеоюжнокаспийского бассейна. Из данных абсолютного возраста Д.Гроуса и др. ясно, что прежде чем заложился бассейн, продуктивная толща на теле

палеоюжнокаспийской впадины понтический бассейн полностью высох и наступили континентальные условия, при которых формировался определенный горизонт, который хорошо улавливается результатом сейсмической разведки МОГТ и этот горизонт с возрастом 400- 10^3 лет А.Н.Гаджиевым [Гаджиев, 2006] был обозначен СГ -III.

Примерно 6.40 Ма лет назад на горизонте СГ- III, наступил продуктивный бассейн и в начальном периоде его эвстатический уровень был 500 м ниже уровня современного Южно-Каспийского бассейна (см. рис. 5.1). В век калинской свиты размер продуктивного бассейна совпал с очертанием современного Южно- Каспийского моря.

Богатая понтическая моллюсковая и острокодовая фауна не была обнаружена в отложениях калинской свиты. И это не случайно, что верхний понтический бассейн, на рубеже миоцена и плиоцена, полностью высох и естественно в результате этого макрофауна погибла. В Калинском бассейне обнаружено лишь 20 видов микрофауны понтического бассейна. А в отложениях последующих литостратонов нижнего отдела продуктивной толщи понтическая микрофауна, можно сказать, полностью исчезла. В последние годы в научной литературе [Велиев; Тагиева, 2015], отсутствие богатый пресноводный понтической фауны в продуктивном бассейне связывается с изменениями солёности последнего. В связи с этим следует заметить, что в статье С.С. Велиева и Е.Н.Тагиевой [Велиев; Тагиева, 2015], об изменении уровня Каспийского моря в

эпоху продуктивной толщи в свете новых данных утверждается, что отложения нижнего отдела формировались в регрессивной стадии развития бассейна. А во время формирования отложений верхнего отдела продуктивной толщи уровень воды продуктивного бассейна поднялся выше современного Южного Каспия, началась трансгрессия. На счет палеоклимата продуктивного бассейна авторы считают, что Южно-Каспийский регион характеризовался климатическим оптимумом и в данной территории господствовал влажный субтропический климат.

Подобный неверный вывод о субтропическом климате в раннем плиоцене до С.С.Велиева и Е.Н.Тагиевой был сделан и другими авторами на основании палеофлористических и палинологических анализов [Martin, Aalen et al., 2003].

Мы, высказались на основании комплекса седиментологических исследований ПТ по ряду статей [Халифа-заде, 2013] об аридном климате, а также о деятельности палеоволги, и о размере ее дельты и распространение дельтовых отложений. К сожалению, опубликованные в этих статьях важные данные указанным автором остались неизвестными. Кроме того, фраза С.С.Велиева и Е.Н.Тагиевой «Климатический оптимум» для раннего плиоцена не подходит, так как эта фраза может быть использована для пояснения этапов чередования климатических минимумов и оптимумов в антропогеновой ледниковой эпохе. А ранний плиоцен

очень далеко от известной четвертичной оледенении северного полушария. Выводы авторов о времени трансгрессии и регрессии продуктивного бассейна «о субтропическом климате раннего плиоцена», «о большой дельты» Палеосамура на Абшеронском полуострове не может быть приняты, они далеко от реальности и не имеют фактического основания.

Мы эвстатические колебания, уровня плиоценовых бассейнов в пределах Южно-Каспийского региона и Восточного Азербайджана, раскрыли на основании комплексных седиментологических исследований. Именно, провели литостратиграфическое и фациально-циклическое исследование продуктивной толщи во всех структурно-фациальных зонах плиоцена Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана. Одновременно мы старались широко использовать результаты палеофлористических исследований и обратили внимание также на распространение остатков моллюсков и остракод и известковистых водорослей. Конечно, были в центре нашего внимания результаты сейсмической разведки, сейсмостратиграфии и ГИС.

Прежде всего, в результате фациально-циклического анализа многочисленных разрезов продуктивной толщи и акчакрыла нам удалось выделить из разрезов плиоцена два макроцикла и четыре мезоциклов; изучали фациальную зональность трансгрессивных регрессивных элементов каждого цикла (рис. 5.2). Строение выделенных циклов как зеркала отражают эвстатические колебания уровня

плиоценовых бассейнов. Литостратиграфические исследования разрезов продуктивной толщи в пределах Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага и в Средне-Нижне Куринской впадине и Бакинском архипелаге раскрыли нам очень сложную стратиграфическую архитектуру продуктивной толщи. Выяснилось, что в Западном и Восточном направлениях древние литостратоны продуктивной толщи поэтапно выклиниваются, что позволило нам сделать вывод о том, что за 1,9 Ма лет существования продуктивного бассейна, он стадияльно от времени к времени расширил свои границы, и имеет явное трангрессивное строение (см. рис 5.2).

Для ясности заметим, что в пределах Абшеронского полуострова в его восточной части в поселках Масазырь и Кала, калинская свита несогласно лежит на понтических отложениях, а в Кирмачинской долине ПК свита контактирует с понтическими отложениями. Далее на западе, в Сумгаитчае НКП и НКГ лежат на понтических отложениях. В Гобустане, в разрезах Рагим и Челдаг Балаханская свита образуют единый контакт с понтическими отложениями.

Аналогическую картину мы наблюдаем в пределах Нижне-Куринской впадины. Так, например, в разрезе Нефтчалы установлен в сокращенном объеме калинская свита, а в 10 км от него к Северу Западу в Пирсаагате ПК несогласно залегает на понтических отложениях, в Калмасае КС залегает на понте, а в Камаладдине, Большой и Малой Хараме балаханская свита залегает на понтические

отложения (см. рис 5.1.).

Весь выше установленный фактический материал однозначно свидетельствует о том, что от времени к времени уровень продуктивного бассейна поднимался, и он расширял свои границы в Западном и восточном направлениях. В связи с этим следует заметить, что декларативное утверждение С.С.Велиева и Е.Н.Тагиева [Велиев, Тагиева, 2015], о том, что в нижнем отделе продуктивного бассейна постоянно была регрессия, не соответствует действительности и не имеет фактического основания, и сделана на основании ошибочного толкования литературных данных.

Наши результаты по фациально-циклическому анализу и трансгрессивному строению продуктивной толщи и эвстатические колебания уровня плиоценовых бассейнов Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана были графически изображены в виде комплексной диаграммы (см. рис.5.1).

Прежде всего на диаграмме иллюстрирован сводный стратиграфический разрез плиоцена с указанием на левой стороне диаграммы международной и региональной стратиграфической шкалы. Здесь также указаны циклическое строение плиоцена и сейсмические горизонты на контакте двух подразделений, кроме того на правой стороне диаграммы иллюстрированы изученные разрезы в Западном направлении от месторождения Азери до Западного разреза Турианчай с указанием масштаба, направления трансгрессии и регрессии плиоценовых

бассейнов.

Одновременно на диаграмме в двух столбах приблизительно показаны колебания уровней плиоценовых бассейнов и изучение его средней глубины. Теперь возникает необходимость анализа циклического строения разрезов плиоцена. При этом нам удалось на западном борту Южного Каспия и Восточного Азербайджана из строения плиоцена разделить шесть циклов седиментации. Из них пять циклов, установленные в двух отделах продуктивной толщи, мы исходя из объема и масштаба трансгрессии и регрессии, выделили четыре мезоциклов. А два крупного макроцикла, которые охватывают верхний отдел продуктивной толщи и акчакрыла назвали макроциклом.

Для объяснения таких терминов как содержания продолжительности осадочных циклов, сошлемся на работы Жемчужникова, Яблокова, Слосса, Данбара и Фолка, которые крупные осадочные циклы классифицировали в следующем порядке:

- Мегацикл образуется в течение $10 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^6$ лет

- Макроцикл образуется в течение $1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^5$ лет

- Мезоцикл образуется в течение $1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^4$ лет

- Микроцикл образуется в течение $1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^3$ лет

Каждый цикл состоит из двух трансгрессивных и регрессивных элементов, которые характеризуются специфической фациальной зональностью и раскрывают их геодинамическую и гидродинамическую сущность. В образовании осадочных циклов важную роль играют тектонические движения, тем ни менее в формировании

циклов определенную роль играют климатические факторы и скорость седиментации осадков, батиметрия дна бассейна и физико-географические условия, и степень расчлененности областей денудации.

В строении плиоценовых отложений Южно-Каспийской впадины в осадочных циклах, как зеркало отражаются геодинамика и флуктуация уровней плиоценовых бассейнов. Замкнутый, интраконтинентальный ранне-плиоценовый бассейн способен за короткое время, грандиозно изменить свои эвстатические уровни, батиметрию, который наглядно иллюстрировано в комплексной диаграмме (рис. 5.1).

Крупные флуктуации уровней плиоценовых бассейнов Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана нами анализированы из нескольких позиций.

Во-первых, мы получили надежную информацию путем изучения выклинивания более древних литостратонов и степени распространенности отложений в западном направлении, в пределах Абшеронского полуострова и Нижне-Куринской впадины, которое позволяют нам определить размеры и масштабы трансгрессии, т.е. высоты уровней эвстатического колебания плиоценовых бассейнов. Все это позволил нам определить трансгрессивное строение продуктивной толщи. За 1.9 Ма лет существования, ее бассейн стадияльно расширил свои границы в Западном и Восточном направлениях. При этом произошло увеличение объема воды и размера бассейна, и формировались его новые батиметрические зоны.

Как ясно от диаграммы 5.1 трансгрессии плиоценовых бассейнов произошли по восходящей линии, в результате которых, в конечном счете размер раннеплиоценовых бассейнов увеличился приблизительно в 2,5 раза в широтном направлении и объем воды продуктивного бассейна достиг до $75 \cdot 10^3$ км³, а в позднем плиоцене благодаря великой Акчагыльской трансгрессии, размер поздно-плиоценового бассейна увеличился еще 3,5 раза и воды Акчагыльского бассейна достигли берегов Мраморного моря, Дарданела и Босфора.

В результате грандиозной акчагыльской трансгрессии, можно сказать, что океан восточный паратетис восстановил свое новое очертание в огромной территории, и вновь выровнял уровень и сформировалось Средиземное море.

На рубеже миоцена и плиоцена понтическое моря, соединявшее Каспийские и черное море, стала сильно сократиться, и полностью выступило в палеоюжно-Каспийское море с характерной пресневодной фауной с резким падением первичного уровня на 500 м [Абдуллаев, 2013; Велиев, Тагиева, 2012]. В последующем этапе за счет восходящих движений понтическое море стало мелет, происходило опреснение и распадение на мелкие озера, лагуны и заливы в последующей стадии развития оно постепенно высох. На Палеоюжном Каспии возник континентальный режим с продолжительностью $400 - 10^3$ лет. В это время между понтом и продуктивной толщей образовались континентальные слои, которые хорошо фиксируется сейсмической разведкой МОГТ и он обозначен А.Н.Гаджиевым СГ-III [Гаджиев и др., 2006].

После длительного континентального режима 5,5 Ма лет назад, благодаря коллезионным процессам воздымались Большой и Малый Кавказ, и за счет растяжения и рифтогенных процессов произошло погружение палеоюжнокаспийского региона и на этой территории была заложена основа продуктивного бассейна. Допускаем, что амплитуда территории (гипсометрия) при континентальном режиме Южного Каспия, была 0.0 ± 20 м. После континентального режима погружение было значительное. Поэтому образовавшейся калинское море, за счет калинской трансгрессии (рис.5.1) по сравнению с современным Южным Каспием, имел низкий гипсометрический уровень -180 - (200м). За счет продолжения трансгрессии, уровень моря поднялся до отметки +50 м.

Строение калинских отложений мы рассматриваем как один мезоцикл. В конце калинского моря уровень бассейна поднялся до +50 м, а средняя глубина моря ориентировочно было 150-200 м.

Допускаем, что размер калинского моря, соответствовал очертанию современного Южного Каспия. Судя по органическим остаткам калинское море было соленоводным со значением солености 11-12‰. В калинском море отмечаются редкие породы фораминиферов понтического бассейна. Литологический состав калинских отложений однозначно свидетельствует о том, что за время образования этой свиты, одновременно были кратковременные регрессии. Однако на диаграмме из-за недостаточности фактического материала, эти

регрессии не были отражены. Калинское море было опреснено водой за счет ПалеоАракса, ПалеоКуры, ПалеоПирсаагата и ПалеоСамура.

В век деятельности ПК моря, произошла регрессия и обмеление бассейна и при этом уровень ПК моря снизился до +20 (-25) м. В условиях регрессии в ПК, бассейне образовались массивные песчаные пачки с косослоистой текстурой с высоким содержанием кварца. Дно бассейна на Юге и Юго-Востоке имел большой уклон. Об этом свидетельствует широкое распространение в ПК свите глиняных катунов и опользовых текстур.

В КС свита, разрез сложен чередованием мелкозернистых песчано-алевритовых пород с глинами эпинеритовой зоны шельфа. Мы свиты ПК и КС рассматриваем как одного мезоцикла, где трансгрессивные части цикла представлены сублитеральной и эпинеритовой фациями. Более того, за счет повторной трансгрессии, уровень моря поднялся до +100 метровой отметки (см. рис.5.1).

ПК свиты на Абшеронском полуострове в западной части Апшеронских и Бакнских архипелагов, обладают массивными песчаными пачками с косослоистой текстурой. Они формировались за счет деятельности дельты палеоволги. А в период образования отложений КС, свиты за счет подъема уровня продуктивного бассейна, примерно на +100 метра, дельта Палеоволги погружается под морской воды и отступает на север Южно-Каспийского бассейна. При этом отложения КС свиты формировались за счет подводной части Палеоволги с образованием мелкозернистых отложений. КС бассейн расширил свои

границы до центральной части Абшеронского полуострова.

Рис.5.1. Комплексная диаграмма циклического строения и эвстатического колебания уровня плиоценовых бассейнов Восточного Азербайджана и Южного Каспия

В Нижне-Куринской впадине он охватил регионы Пирсаагат, Галмаз и Бяндован. Средняя глубина бассейна - 150-200м, и соленость в пределах 12-13‰ (см. рис.5.1). Климат был субаридным. Об этом свидетельствует пестроцветная окраска пород и ничтожное малое количество $C_{орг}$ в глинах.

Во время формирования третьего мезоцикла продуктивный бассейн подвергался сначала регрессии, что подтверждает регрессивным элементом цикла - НКП свиты, а затем, вновь началась трансгрессия, что способствовало углублению дна бассейна и расширяла его границы в Западном и Восточном направлениях.

В период регрессии НКП свиты уровень продуктивного бассейна снизился до +15- (+20) м что способствовало появлению палеоволги на Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге. В это время возможно действовал подводной части дельты Палеоволги, которая способствовало формированию VIII горизонта продуктивной толщи, которой является основным нефтегазоносным объектам Бакинского архипелага. Во время третьей трансгрессии нижнего отдела продуктивной толщи продуктивный бассейн вновь расширил свои границы в Западном направлении, на Абшеронском полуострове до поселка Джорат, а в Нижне-Куринской впадине границы продуктивного бассейна расширились до площадей Мишовдаг и Кировдаг, где отложения НКГ непосредственно залегают на размытой поверхности понта.

В заключительной стадии третьей трансгрессии уровень НКГ бассейна поднялся до +200 м, и средняя его глубина стала 300 м. При этом допускаем, что климатические условия и соленость продуктивного бассейна в век НКГ не изменились, остались как прежде.

Верхний отдел продуктивной толщи характеризуется одним макроциклом и одним его неполным мезоциклом, которые охватывает литостратонов свиты перерыва и балаханский и сабунчинский свиты, и мезоцикл сураханской свиты. Последние годы исследования продуктивной толщи показали и, что в сураханской свите начинается новый цикл седиментации, который не завершается трансгрессивным элементом и назвали его пятым осадочным циклом.

Регрессивным элементом четвертого макроцикла является свита перерыва. Во время формирования свиты перерыва, за счет восходящих тектонических движений продуктивной бассейн стал мелеть и расчленился на лагуны и заливы. В результате этого произошла крупная регрессия продуктивного бассейна и его уровень снизился до отметки 0.0 ± 5 (± 10). По всей территории Южно-Каспийской впадины образовался континентальный режим, в результате которого формировалась обломочная толща, состоящая из аллювиальных, пойменных и дельтовых отложений с мощностью 100-120 м.-ов. Это толща прекрасно регистрируется результатами сейсмической разведкой МОГТ и она А.Н.Гаджиевым обозначен СГ-II. Трансгрессивный элемент четвертого макроцикла имеет

большую мощность (до 800-1000 м), на формирование которой затрачено более $1 \cdot 10^6$ Ма лет. После большой регрессии в век свиты перерыва, Южно-Каспийский регион, за счет нисходящих тектонических движений, стал погрузится и началась крупная Балаханы-Сабунчинская трансгрессия. В это время в Западную часть продуктивного бассейна стали впадать Палеоволга, Палеосамур, Палеопирсагат, Палеокура и Палеоаракс. При этом эвстатический уровень продуктивного бассейна стал постепенно подняться. Как было отмечено выше, балаханы-сабунчинская регрессия продолжалас очень долго в двух этапах - балаханская и сабунчинская.

В балаханском этапе трансгрессии эвстатический уровень продуктивного бассейна поднялась до 800 м и западная граница бассейна расширилась через поселка Джорат до бассейна Гырдиманчая примерно 150- 200 км. В сабунчинской стадии трансгрессия уровня продуктивного бассейна еще поднялся до отметки +1000 м, продуктивный бассейн дополнительно расширил западную границу до рек Туryanчай. В результате грандиозной балаханы и сабунчинской трансгрессии продуктивный бассейн в западном направлении достиг до окрестностей г. Агдаш и р. Турианчай, а в Восточном направлении трансгрессии затопила Западно-Туркменскую впадину.

На севере в сабунчинской стадии трансгрессия достигла до Аграханского залива и окрестностей Северо-Каспийского бассейна.

В верхнем отделе, благодаря крупный длительной

балаханно-сабунчинской трансгрессии, размер продуктивного бассейна увеличился два раза в западном и восточном направлениях, и намного превышал территории современного Южного Каспия. Продуктивный бассейн стал крупным интраконтинентальным бассейном с развитием континентального склона и глубоководной абиссальной зоны. Средняя глубина бассейна достигала 1500-1800 м. Глубина продуктивного бассейна была подсчитана по методике Н.М.Страхова [Страхов, 1962], которая успешно может быть применена для древних водоемов, в пелагической части которых происходило декомпенсированное прогибание. Продуктивный бассейн в конечной стадии развития, приобрел овальную морфологическую форму, которая относится к бассейнам Санскрипто [Selley, 1981]. Его депоцентр и геометрическая ось не совпадали со современными. Из-за интенсивного прогибания и накопления терригенных осадков его депоцентр находится на верхней части шельфа, а геометрическая ось была расположена в пелагической части бассейна седиментации. Во время формирования отложений четвертого микроцикла, климат продуктивной толщи на Западном борту Южного Каспия и Восточного Азербайджана оставался субаридным и соленость была в пределах 12-14‰.

В век сураханской свиты раннего плиоцена продуктивный бассейн характеризовался стабилизацией тектонической напряженности, выравнивание гипсометрией области денудации и бассейн стал

обмеливаются и происходило его опреснение. Он стал расчленяться на лагуны и заливы, в которых обитали пресноводные моллюски- *Union*, *Anadonta*, *Planorbis*, и пресноводные острокоды и хоровые водоросли. В конце сураханского века продуктивный бассейн полностью высыхает, и территория Южного Каспия превращается в пустынную равнину. Продолжительность рубежа продуктивной толщи и Акчакрыла Д.Гроувсом была определена более $1 \cdot 10^6$ Ма лет. При намеченном континентальном режиме образовался горизонт, который хорошо фиксируется результатами сейсмической разведки. Этот грубозернистый горизонт обозначен СГ-1.

Несмотря на то, что сураханская свита, преимущественно сложена глинистыми породами, отложения рассматриваются нами как пятый регрессивный мезоцикл. Формирование пятого мезоцикла, на рубеже продуктивной толщи и акчакрыла, прервано высыханием продуктивного бассейна. Поэтому пятый мезоцикл, считается неполным, из-за отсутствием его трансгрессивной части. В сураханский век, наличие крупной регрессии и из-за засушливого климата в продуктивном бассейне еще доказывается с обнаружением в Бабазанах, Кяндзадаге и Булла дениз в составе этой свиты эвапоритовой толщи с мощностью более 120 м и состоящей из чередования буравато-красных глин с тонкими прослойками (3-5 см) гипса. Однако в составе эвапоритовой толщи галита не было обнаружено. Гипсовые слои представлены 85% гипсом, и 15% сепиолитом

[Халифа-заде, 2007]. Сураханский век в результате крупной регрессии уровень продуктивного бассейна резко упал ориентировочно до отметки 10- 15 м. В результате о меления и расчленения продуктивного бассейна глубина лагун и заливов составлял не более 5-10 м. А после высыхания продуктивного бассейна образовалась полупустынная равнина.

Несмотря на регрессивный цикл осадконакопление, в сураханских век в начальном этапе регрессии размер сураханского бассейна был намного больше, чем современного Каспийского моря. Он дополнительно охватил Апшеронский полуостров и Нижекуруинскую впадину. В Кобыстане и Алят-Зангабильской зоне сураханские отложения в Западном направлении выклиниваются, где песчано-глинистые отложения балаханской свиты непосредственно лежат на размытой поверхности понтического комплекса.

Мы допускаем, что знаменитая акчакыльская трансгрессия в Южно - Каспийском регионе начался с нулевой отметки. В верхнем плиоцене во время формирования отложений акчакыльского яруса за счет нисходящих движений и частично рифтогенных процессов Южно-Каспийская впадина стала погружаться. Одновременно в это время уровень Северного океана поднялся на 60-100 м и океаническая вода хлынула в территорию ЮКВ и Восточного Азербайджана. Океаническая вода, проходя более 4000 км за счет стекающих рек с русской плиты и Уральских гор,

опреснилась, первичная вода стало соленоводный (13-14%), которая способствовала развитию в акчакыльском бассейне специфической моллюсковой фауне.

За счет длительной трансгрессии океанической воды, и смешивания с большим объемом воды рек стекающих с русской плиты уровень Южно-Каспийского акчакыльского бассейна стал от минусовой отметки интенсивно подняться до отметки 1000-1200 м. А это в свою очередь определил большой объем воды акчакыльской трансгрессии и охват территорий в восточном (среднеазиатское) и западном направлениях. Бассейн начал оккупировать огромную территорию до берегов Босфора и Мраморного морей.

В верхнем акчакыле, за счет ослабления тектонической напряженности, акчакыльский бассейн подвергался регрессии, он стал обмелеть, и вода здесь опреснялась, и появились пресноводные формы моллюсков, остракодов, различные рыбы и харовые водоросли. Акчакыльские отложения полностью укладываются в объеме шестого осадочного макроцикла, с его характерным трансгрессивными и регрессивными элементами. Акчакыльский бассейн объединил Черное море с Каспийском и продолжал удерживать это во времени до отметки $2,52 \cdot 10^6$ Ма лет. Продолжительность существования акчакыльского бассейна составляет по Д. Гровсу [Grouvse, 1998] $800 \cdot 10^3$ Т лет. Эти данные хорошо увязывается с данными И.С.Чумакова [Чумаков, 1986], который возраст акчакыльского яруса определил по палеомагнитным данным. В период акчакыльской

трансгрессии в пределах Южного Каспия мы встречаем серые глины с прослоями вулканического пепла. А из органического мира характерная для акчакрыла моллюсковая фауна полностью отсутствуют, встречаются харовые водоросли и костные остатки рыб. Мы считаем, что в зоне Южно-Каспийского региона акчакрыль представлен в глубоководной фации и с маленькой мощностью (50-80м). Осадконакопление происходило в условиях декомпенсированного прогибания. Глубина акчакрыльского бассейна в глубоководной части составляла примерно в 1000-1500 м. А в Кобыстане и Нижне - Куринской впадине представлен в мелководной фации с характерной акчакрыльской моллюсковой фауной. Здесь глубина бассейна предполагаем, что превышала 150-200 м. В раннее акчакрыльское время в результате проникновения акчакрыльской воды Южно-Каспийской впадины эвстатический уровень бассейна интенсивно поднялся до отметки 800-1200 м. В позднем акчакрыле в результате омеления и опреснения эвстатический уровень резко снизился до 100-150 м и средняя глубина позднеакчакрыльского бассейна, мы исходя из геолого-седиментологической ситуации, определили ориентировочно 200 м. Мы обследовали временные разрезы сейсмической разведки МОГТ плиоцена, и после П.З.Мамедова и А.Н.Гаджиева, выделили два сейсмостратиграфического комплекса, и обозначали их ССК-1 и ССК-2. Стратиграфический анализ разрезов плиоцена показал, что ССК-1 полностью укладывается в

объеме акчакыльского яруса, а ССК-2 полностью соответствуют объему продуктивной толщи. Верхняя часть ССК-1 завершается эрозионным слоем поверхности несогласия. Этот горизонт характеризует рубеж акчакыла с абшеронском ярусом. Он А.Н.Гаджиевым обозначен как СГ-1А, который хорошо прослеживается на Западном и Восточном бортах Южно-Каспийской впадины. Изучение разрезов отложений абшеронского яруса на Абшеронском полуострове и Нижне-Куринской впадине, после формирования горизонта на рубеже абшеронского яруса начались нисходящие тектонические движения и погружение Южного Каспия. Эти движения обусловили начало новой Абшеронской трансгрессий. Объем абшеронской трансгрессии был незначителен и эвстатический уровень бассейна находился на отметках +450- 500 м.

Теперь изложим несколько новых данных по развитию позднего плиоцена акчакыльского бассейна. Этот бассейн, по всем параметрам резко отличался от продуктивного бассейна. Акчакыльский бассейн характеризовался слабым тектоническим режимом, являлся эпиконтинентальным бассейном и развивался в условиях гумидного литогенеза. Наши палеотемпературные исследования по Са/Mg индексу в раковинах моллюсков и фрагментально по изотопной палеотермометрии показали, что в акчакыле в позднем плиоцене произошло похолодание климата [Халифа-заде, 2013]. В летнее время палеотемпература в мелководья была 14-15°C.

Именно такая температура, имеется в современном Балтийском море. Мы впервые доказали, что ледниковый период в северном полушарье начался не в среднем антропогене, а на много раньше, в позднем плиоцене. Ибо низкая температура акчакульского бассейна Южно-Каспийского региона показывает, что первые материковые оледенение в высоких широтах появились в позднем плиоцене. По значению солености акчакульской бассейн занимает промежуточное положение между современным Черным и Каспийскими морями и составлял 13-14‰. Несколько слов заметим о событиях на рубеже акчакула и абшеронского ярусов. Сейсмическими исследованиями МОГТ обнаруживались стратиграфические несогласие и формирование переходного комплекса, которые хорошо регистрируются по результатам сейсмической разведки. А.Н.Гаджиев, этот переходный комплекс обозначил СГ-А1. Судя по литологическому составу в Абшеронских отложениях на Абшеронском полуострове и Нижне-Куринской впадине после низкой отметки эвстатического уровня в раннем Абшероне началась трансгрессия, уровень абшеронского бассейна поднимался до отметки +450-500 м и Южно-Каспийский абшеронский бассейн расширил свои границы в Западном направлении до реки Аджиганчай и г. Боздаг Аджноурской впадины. Абшеронский бассейн имел характерную соленотоводную моллюсковую фауну, и раннем Абшероне произошло потепление климата, весной мелководье 24-25С, а соленость в пределах 12-14‰. Таковы трансгрессивное и циклическое строение и эволюция

экстатические колебание плиоценовых бассейнов
Западного борта Южно-Каспийской впадины и Восточного
Азербайджана.

Часть третья

Third part

Осадочные формации и седиментолого- тектоническая модель плиоценовых отложений Южного Каспия и Восточного Азербайджана

Sedimentary formations and sedimentolo-tectonic model of South Caspian and Western Azerbaijan

**(Состояние изученности молассовых формаций
в Азербайджане, осадочные формации плиоценовых
бассейнов; пестроцветная терригенно-глинистая
молассовая формация раннего плиоцена;**

**сероцветная песчано-глинистая молассовая
формация позднего плиоцена; морфология,
фациально-циклическое строение и основные
структурные элементы молассовых формаций
Азербайджана; осадочные формации плиоценовых
отложений; седименто-тектоническая модель
плиоценовых бассейнов)**

ГЛАВА VI. ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЮЖНОГО КАСПИЯ И ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА.

В настоящее время в геологической литературе с тектонической позиции фиксизма освещены некоторые вопросы неоген-антропогенового структурного этажа. С тектонической позиции первые освещения неоген-антропогеновых молассовых формаций принадлежит А.Ш.Шихалибейли (Шихалибейли, 1956, 1958). Этот автор так объясняет образование молассовых формаций Азербайджана: в орогенной фазе развития малого и Большого Кавказа одновременно в результате их

денудации, в мио- и эвгеосинклинальных межгорных прогибах образовались мощные грубозернистые осадочные толщи, которые А.Ш.Шихалибейли был назван молассовой формацией. Все эти грубозернистые, плохоотсортированные песчано-глинистые отложения аллювиально-пролювиально-дельтового генезиса возникли в результате тектоно-орогенной стадии развития Кавказа, с последующей интенсивной денудацией создавшейся горной системы и аккумуляция их в межгорных, передовых прогибах или же псевдорифтогенных грабенах, в таких как Южно-Каспийская впадина. Все это произошло в неоген-антропогеновой стадии развития Малого и Большого Кавказа.

В свое время В.В.Белюсов, В.Е.Хаин, М.В.Херасков и В.М.Сейлер аллювиально-пролювиально-дельтовые, лагун-заливные, литоральные и сублиторальные отложения которые в одной тектонической фазе образовавшийся осадочный комплекс называли молассовой формацией. Другими словами, в орогенной стадии развития Малого и Большого Кавказа образовавшиеся грубозернистые отложения в совокупности были названы молассами. Между тем, несмотря на это, при выяснении геологической истории развития региона на основании позиции плитной тектоники и бассейнового анализа можно получить более детальную информацию о плиоцен-антропогеном развитии восточного Азербайджана и Западного борта Южного Каспия. Кроме того, выделенная

А.Ш.Шихалибейли плиоцен-антропогеновой моллассовой формации является гигантской геогенерацией, либо же мегаформацией. Эта формация с мобилистической точки зрения должно быть изучена в деталях, чтобы получить более достоверные представление о сущности конкретной формации и причины их тектогенеза. Более того мегаформация А.Ш.Шихалибейли состоит из ряда самостоятельных молассовых формаций, либо же субформаций, и дискретнее изучение которых, несомненно даст новую информацию об образовании плиоцен-антропогенового структурного этажа, а также об истории его геологического развития. Создание структурно-формационной модели неоген-антропогенного структурного этажа требует применения структурно-седиментологического анализа с интеграций его со сейсмостратиграфией и бассейновым анализом. А это создаст серьёзную основу для получения убедительных результатов для познания сущность неоген-антропогенного тектогенеза региона и детализацию истории его геологического развития, а также палеогеографических реконструкций.

Мы для выяснения формационного строения, генезиса и этапов развития продуктивной и красноцветных толщи широко использовали возможностей системного анализа. С нашей точки зрения северная часть продуктивного бассейна рассматриваются как пассивные окраины Русской, Туранской плиты денидуриемые Палеоволгой как крупная дельтовая

система. Западная часть Южного Каспия рассматриваются как активная окраина продуктивного бассейна (северо-восточная часть Малого и Большого Кавказа и Талышская горная система) омывавшего Палеосамуром и Палеопирсагаатом, Палеокурой и Палеоараксом.

Восточная часть палеобассейна можно рассматривать как пассивная окраина континента, состоявшаяся из палеоген-мезозойских отложений Большого Балхана, Туаркира и Губдаге, которые размывались Палеоузбоем и Палеоамударей.

Дельтовая система, которая денудировала Копетдагскую горную систему, может быть изучена как Юго-Восточная часть Южного Каспия. Дельтовые системы как Палеосамур, Палеопирсаагатчай, Палеогирдыманчай, которые денудировали мезозойские отложения Юго-восточного Кавказа. Отсюда ясно, что формирование отложений продуктивных и красноцветных толщ являются продуктом деятельности пят палеodelьтовых систем. Эта научная проблема может быть успешно разрешена путем дискретного изучения каждой дельтовой системы в отдельности. Затем полученные результаты может быть синтезированы и интегрированы, дабы получить современные представления и достоверные результаты для раскрытия условий формирования плиоценовых отложений региона.

В данной работе мы поставили перед собой цель разрешить часть проблемы, в частности раскрыть

строение, генезиса и этапы формирования нефтегазоносной осадочной толщи, которая формировалась за счет деятельности Палеоволги, Палеосамура, Палекуры, Палеопирсагата и Палеоаракса.

Для выяснения строения и генезиса плиоценовых отложений нам пришлось широко использовать методы формационного анализа, разработанного академиком Н.М.Страховым (Страхов, 1961, 1963). Понятие об осадочных формациях рассматриваем как естественный геологический процесс, возникший в конкретном ландшафтно-тектоническом плане, т.е. в осадочном бассейне, который может развиваться в период десятки миллионов лет, и обеспечить формирование в бассейне сложно-построенного осадочного комплекса, который состоит из отдельных фациальных зон и мегациклов, которые являются элементом в данном случае молассовой формации плиоцен-антропогенного комплекса (Ч.М.Халифазаде, 2019). Осадочные бассейны не являются вечным, постоянным геологическим объектом, он рождается, развивается и под конец, замыкается и этим самым в этом длительном многоэтапном процессе завершается формирование осадочных формаций.

Именно, по этой методике в Восточном Азербайджане и Западном борту Южного Каспия мы по фациально-генетическому методу академика Н.М.Страхова в плиоценовых отложениях выделили

терригенно-глинистой пестроцветной и сероцветной-песчано-глинистые формации.

Фактические эти формации могут играть важную роль при палеогеографических реконструкциях плиоценовых бассейнов, а также даст серьезную подборку при выяснении закономерного распределения промышленных природных резервуаров в глубоких горизонтах в пределах погруженной части продуктивного бассейна. Одновременно следует заметить, что выделенные нами плиоценовые молассовые формации могут оказаться полезной при раскрытии тектонической природы неоген-антропогенного структурного этажа, а также могут быть использованы при детализации истории геологического развития Азербайджана и Южного Каспия в плиоцен-четвертичной эпохе.

Ниже дискретно рассматривается строение, морфология, петрографические зоны и генезис выделенных молассовых формаций.

6.1. Пестроцветная терригенно-глинистая молассовая формация нижнего плиоцена Восточного Азербайджана и западного борта Южного Каспия.

Известно, что благодаря активизации в противоположном направлении дрейфа Евроазиатского и Аравийско-Нубийского плит ландшафтно-тектонический план Каспийского бассейна и прилегающих к нему

регионов резко изменились. В это время допускают, что уровень мирового океана резко упала и Средиземное море превратилось в замкнутый бассейн, где уровень воды резко упала с образованием многочисленных лагун, заливов и озер. Это легко доказывается по материалам глубоководного бурения «Гломара Челенджера». В нижнем плиоцене в Средиземном море существовало очень много эвапоритовых бассейнов, где мощность галогенной толщи составляет несколько сотен метров. В это время понтический бассейн, соединявший Каспийское и Черное моря, подвергался сильной регрессии и локализовался Палеоюжно-Каспийском бассейне.

При таких тектонико-ландшафтных условиях в нижнем плиоцене возник новый мелководный продуктивный бассейн, где в течение 1.9 МА лет формировались терригенно-глинистые отложения с мощностью 5000 м. Из-за того, чтобы эти мощные песчано-глинистые отложения залегали между двумя мощными стратиграфическими и тектоническими несогласиями мы этот стратиграфический комплекс называли терригенно-глинистый пестроцветной молассовой формацией. В последнее время П.З.Мамедов (Мамедов, 2007) благодаря сейсмостратиграфическому анализу плеоцен-антропогеновых отложений их разделяют по одному сейсмостратиграфическому комплексу и выделяют три сейсмостратиграфического комплекса ССК-7, ССК-8 и ССК-3. Эти комплексы он

широко использовал при сейсмостратиграфическом анализе осадочного чехла Южного Каспия.

Следует заметить, что наши молассовые формационные единицы так же формация соответствует макросейсмостратиграфическому комплексу плиоцен четвертичных отложений. Кроме того, выделенные нами терригенно-глинистая пестроцветная молассовая формация соответствует ССК- 7 и темно-серые песчано-глинистая молассовая формация позднего плиоцена укладывается в объеме ССК-8 П.З.Мамедова; отсюда можно сделать следующее важное заключение: установленные нами два плиоценовых молассовых формаций в депрессиях Южно-Каспийского бассейна можно прослеживать и выделить, используя временные разрезы сейсмической разведки МОГТ.

Более того мы, используя сейсмическую технологию И.А.Шихалиева можно сейсмическим методом не только возможно выделить те или иные молассовые формацию, но и приобрести возможность раскрыть фациально-циклические строение этих формаций. Выделенные нами по методу Н.М.Страхова два молассовых формаций, могут быть переотложены в геологическом развитии плиоцен-антропогенового структурного этажа. Прослеживание формации в широтном направлении на расстоянии 500 км от западно-Туранской впадины, до бассейна р. Туранчай Агдашского района Азербайджана напоминает макролинзу одновременно по профилю формации в Южно-Каспийской впадине нижнеплиоценовый бассейн

характеризуется как глубоководный котловинный тип водоем. Мы, интегрируя весь собранный геолого-седиментологические и сейсмостратиграфические материалы, старались раскрыть фациально-циклическое строение пестроцветной терригенно-глинистой молассовых формаций.

Одновременно во внутри формации иллюстрировали фрагменты природных резервуаров и в вертикальной плоскости показаны изменения структурных элементов нижнеплиоценовой молассовой формации (рис.6.1). Наша формационная модель охватывает две палеодельты и как зеркало отражает их фациально-генетический и фациально-циклическое строение.

Мы строение нижнеплиоценовой пестроцветной молассовой формации дабы полностью раскрыть сложное строение продуктивной толщи составили два поперечного профиля. В обоих профилях ясно видно залегание формации между двумя стратиграфическими несогласиями понта и акчакрыла и фациальная зональность в западных и восточных направлениях. В двух направлениях составленные формационные профили иллюстрируют внутри формации, начиная свиты перерыва возникновения регрессивного цикла и в конечном счете возникновение внутриформационного стратиграфического несогласия, которое разобщает продуктивную толщу в два отдела. На профилях песчано-глинистой пестроцветной формации на основании фактического материала указали некоторые срезь

акчакылской трансгрессии, что значительно усложняет строение формации, начиная от Абшеронского архипелага, Абшеронского полуострова, Шемаха-Гобыстанская складчатой зоны через Ахсу и Гирдыманчай и охватили Гекчай и Турянчайские бассейны. В общей сложности эти расстояние составляют 500 км. В этой модели восточной части Абшеронского архипелага и Абшеронского полуострова нижняя формация полностью представлена во всех дельтах. Здесь представлены все литостратоны продуктивной толщи, что позволяет обстоятельно изучить и раскрыть фациально-циклического строения и петрографических элементов песчано-глинистой пестроцветной формации. В центральном Абщероне (Балаханы, Кирмакинская долина и пос. Масазыр). на западе этого полуострова (Джорат и Сулутапа) литостратоны нижнего отдела продуктивной толщи выклиниваются в результате которого (КаС, ПК, КС) выпадают из разрезов и объем формации по этой причине резко сокращается и это явление ясно указывает стадильный характер трансгрессии продуктивного бассейна в западном и восточном направлениях ЮКБ. В Шемаха-Гобыстанском регионе в строении пестроцветной молассовой формации участвуют литостратонов верхнего отдела продуктивной толщи только в сокращенном объеме. Как ясно от размера и строения формации во время формирования КаС бассейн имеет минимальный размер. И этот палеобассейн соответствовал границам современного Южного Каспия. Западная граница

бассейна КаС фактически проходил через меридианов поселков Зира, Кала, Локбатан, Гарадаг, Сангачал, Алят, Пирсаагат и Нефтчала. Во время формирования отложений ПК и НКП на территории Абшеронского архипелага и Абшеронского полуострова продуктивный бассейн был мелководным и представлены дельтами, авандельтами, а также литораль, сублиторальными отложениями (см. рис 6.1.). Во время образования КС, НКП свит, расчлененность горно-складчатой системы областей денудации сглаживалась и ослабевала привноси терригенного материала с стороны Юго-Восточного Кавказа. В этот период углубление бассейнов подтверждается тонкозернистостью глинистых осадков, которые характеризовались широким развитием *Coccolitoforidov* известковистых планктонных водорослей (*Nanoplancton*).

Во время образования свиты перерыва произошло обмеление бассейна. В конце НКГ наблюдается осушение территории бассейна седиментации, где на границе двух бассейнов отмечается следы размывов. По данным Джона Гроувса (1996) на западных границах продуктивного бассейна процессы аккумуляции, можно сказать, была полностью прекращены, а на суше денудационные процессы были ослаблены и за $50 \cdot 10^3$ лет, был перерыв в осадконакоплении. Как ясно из формационных профилей во время формирования свиты перерыва между нижним и верхним отделами продуктивной толщи образовались стратиграфические несогласие, которые хорошо

фиксируется по материалам сейсмической разведки МОГТ. Во время образования свиты перерыва территория Северо-Абшеронской складчатой зоны превратилась в область денудации, что очень хорошо прослеживается в структурах Абшеронской группы, где наблюдается залегание балаханской свиты на глубоко размытую поверхность Сармата. Тектоническая напряженность хорошо наблюдается в строении Балаханской свиты. В качестве примера можно показать в разрезах указанной свиты наличие оползневых текстур и глиняных катунов, которые связаны с большим уклоном дна бассейна (рис.6.1). Как ясно от формационного профиля нижнего плиоцена, его верхняя часть представлен одним мощным макроциклом и одним неполным мезоциклом. Здесь речь может идти об статусе субформации. Регрессивная часть этого макроцикла, сложенная свитой перерыва и значительной частью балаханской свиты, где обломочные породы составляют 60-70 % общей массы пород. В этом макроцикле, можно сказать, собран основные нефтегазоносные объекты Южного Каспия. От формационного профиля ясно, что (рис.6.2.) в регрессивной части этого цикла его фациальные строения очень сложное. В центральной части Абшеронского полуострова (Кирмакинская долина, поселок Балаханы, Масазыр, Бинагади и др.) обломочные породы регрессивного элемента цикла в генетическом плане представлены алювиальными, дельтовыми и авандельтовыми отложениями. В этих отложениях мы

встречаем косослоистую и оползневые текстуры в песчаниках, в том числе, нередко в них были установлены обломки валунов и глинистых катунов. Образование этих макроструктур связаны интенсивным накоплением песчаников в наклонном склоне авандельты. В этом случаи из-за тяжести вышележащих пород произошло сползание мягких и рыхлых осадков по континентальному склону. Из формационного профиля ясно,

Рис. 6.1. Модель фациально-циклического строения молассовых формаций плиоцена Восточного Азербайджана и Южного Каспия.

Масштабы: горизонтальное 1:250000; вертикальное: 1:25000

Составил: Ч.М.Халифазаде

что в центральной части Абшеронского полуострова в направлениях запада и востока грубозернистые осадки субконтинентального происхождения постоянно меняются нормальными морскими отложениями. Тектоническая зона Абшеронского архипелага в составе балаханской свиты встречаются пластинки глауконита, а сами вмещающие их отложения представлены сублиторальными и эпинеритовыми фациями. Фактически эта зона является верхней частью континентального шельфа продуктивного бассейна. В восточном направлении в районах месторождений Азери, Чирак, Достлуг, отложения свит перерыва и балаханы сложены мелкозернистым песчаниками и алевролитами, которые чередуются светло-коричневыми глинистыми породами. В алевролитах часто встречаются светло-зеленые пластинки глауконита. Здесь обломочные породы имеют полимиктовый состав, содержание кварца в обломочной части породы составляет 40-45%, содержание фельдшпатов в этом районе завышено. Если сравнить содержание фельдшпатов с Абшеронским полуостровым в этих литостратонах она составляет 30-40% общей массы классических материалов. В продуктивной толще месторождений Гюнешли, Азери, Чирак в их песчано-алевролитовых породах отмечаются низкие содержание кварца и высокое содержание фельдшпатов, вероятно, связана с продуктами денудации квазиплатформенного комплекса Туранской плиты (Халифазаде, 2018, 2019). В этом районе при питании продуктивного бассейна

участие дельты Палеоволги, можно сказать не отмечаются.

В районах Шамахи-Гобыстана, Абшеронского полуострова, Абшеронского архипелага в разрезах сабунчинской свиты превалирует буровато-красные глины. Эти глины богаты остатками планктонных водорослей *Coccolitoforidov*. А это в свою очередь доказывает, что буровато-красные глины образовались в нижней части континентального шельфа. Собранный нами литолого-минералогический материал, позволяет допустить, что в сабунчинский век продуктивная толща расширил свою границы как в западном, так и в восточном направлениях развития продуктивного бассейна. И в конечном счете в результате балаханы-сабунчинской трансгрессии продуктивный бассейн стал интерконтинентальным глубоководным бассейном. Именно, в это время основные денудационные зоны значительно удалились от центра продуктивного бассейна. Границы денудационных зон на севере граничит с юго-западной окраиной Скиф-Туранской плиты; на северо-западе граничила с Юго-Восточным Кавказом и на юге бассейна занимала юго-восточную окраину Малого Кавказа и Талышскую складчатую зону. Несмотря на привнос в эту зону бассейна тонкозернистого алевролита-глинистого материала здесь скорость седиментации был очень высоко. Эта мысль доказывается формированием больших мощностей в

сабунчинский век в нижней части шельфа накопились осадки Балаханы-сабунчинской свиты.

В сураханинский век по данным Д.Гроувса и наши исследования в центральной части Нижнекуринской впадины доказываются, что в это время бассейн седиментации постоянно стало обмелеть и распадаться на лагуны, заливы и мелкие озера (Халифазаде, 2005). Как было отмечено в предыдущих главах монографии в конце сураханского века продуктивный бассейн полностью высыхает, превращается в полупустынную равнину. Анализ разрезов акчакрыла и продуктивной толщи показан, что акчакрыльская трансгрессия во многих местах уничтожила верхнюю часть пестроцветной молассовой формации.

Теперь дадим некоторые пояснения о строении и об основных элементах второго профиля терригенно-глинистой пестроцветной молассовой формации, который мы провели через Бакинский архипелаг, Нижнекуринской впадину и Саатлы-Кюрдамирский массив (рис.6.2). если проследить строение второго профиля формации, то мы становимся свидетелем повторение ее фацально-циклических строений и петрографических элементов (рис.6.2). На западном направлении резко бросается глаза фацальная зональность данной формации. Четко наблюдается в западном направлении выклинивание более древних литостратонов. Во втором профиле максимальную мощность данной формации отмечается в пределах

тектонической зоны Бакинского архипелага (рис. 6.2.). Допускаем, что в центральной части пестроцветной формации ее мощность может превысить 5000 м. Кроме того в центральной части формации особенно в пределах Бакинского архипелага формирование больших мощностей обусловлена участием всех литостратонов продуктивной толщи с полной мощностью в полном объеме. Терригенно-глинистая пестроцветная формация на Бакинском архипелаге с позиции фации маломощных отложений континентального склона чередуется с песчано-турбидитным системами разного гранулометрического спектра и находятся в одном парагенезисе с интернеритовыми и пелагическими фациями (рис. 6.2.). В восточном направлении от структуры Булла дениз (Бабек, Зафер, Машал, Расулзаде и др.) в пелагической части продуктивного бассейна на основании керного материала и сейсмостратиграфических исследований удалось установить чередование склоновых отложений (каньон и канал) с песчано-турбидитными системами (Халифазаде, 1988). Следует заметить, что формационный профиль, который был составлен в западном направлении по линии Бакинского архипелага, Нижнекуринской и Средне-Куринской впадины и Саатлы-Кюрдамирского массива по прежнему, напоминает гигантскую микролинзу (рис. 6.2.). Из-за отсутствия фактического материала по Туркменскому шельфу и западно-Туркменской впадины нам не удалось составить формационного профиля,

охватывающего и восточный сегмент продуктивного бассейна. В западном направлении из строения молассовой формации исчезают древние литостратоны, а более молодые литостратоны лежат на размытую поверхность миоцена (рис.6.2). Фактически более древние структурные элементы данной формации были вскрыты глубоким бурением на структурах Нефтчала, Пирсагат и Бяандован. Именно, в этом направлении в терригенно-глинистой пестроцветной формации его нижние горизонты, а именно, I и II мезоциклы в которых их выклинивание в пространстве хорошо прослеживается в северо-западной части Нижне Куринской впадины. Однако линия простирания формации мимо проходит хр. Малой Харами, затем заворачивается в юго-западном направлении она проходит через Муганскую впадину и заворачивается в северо-западном направлении проходит через структуру Сор-сор и Гараджаллы. В этом направлении в восточном борту Саатлы-Кюрдамирского массива из строения формации уже выпадают свита перерыва и балаханская свита на основании палеогеографической экстраполяции в пределах Саатлинского подема в строении формации принимает участие сабунчи и сураханской свит. В этом месте объем формации резко сокращается и становится 200-250 м. (Дадашев, 1989). Эта мысль находит своего подтверждения в работе Ф.Н.Дадашева. здесь мощность нижнего плиоцена молассовой формации составляет 250-300 м. в структурах Джарлы, Сор-сор и Саатлы формация

представлена в лагунных, заливных, а также аллювиально-пролювиальных фациях и характеризуются распространением грубозернистых пород буровато-серого цвета. В зоне Кюрдамирского поднятия сильно сокращается верхняя часть пестроцветной формации и здесь она с большим размывом залегает на миоцене (сармат). Эта подтверждается грубозернистыми осадками сабунчинской и отчасти сураханской свиты, которые образуют верхи пестроцветной терригенно-глинистой формации раннего плиоцена (Халифазаде, 2001).

Естественно в северо-западном направлении (до месторождения Мурадханлы) мощность формации сильно сокращается и в фациальном отношении сложена грубозернистыми аллювиально-пролювиальными фациями, которые обогащены гипсовыми линзами и пластинками. Сказанные находят свое подтверждение в скв.№10, пробуренной в структуре Джарлы, где мощность формации уменьшается до 200-250 м.

Еще в середине прошлого столетия, о циклическом строении продуктивной толщи впервые высказал И.И.Потапов (1950). В последующих этапах работы изучение продуктивной толщи на Абшеронском полуострове и Нижне Куринской депрессии позволило сделать вывод о ее циклическом строении (Султанов, Горин, 1960). Позже в 80 годах прошлого столетия о циклическом строении продуктивной толщи были высказаны Ш.Ф.Мехтиевым, А.М.Ахмедовым, А.Ш.Шыхлинским (Шыхлински, 1964). В последнее время

Э.Н.Алиева специально исследовал циклическое строение Балаханской свиты в месторождениях Булла-дениз и Аран дениз, и ей удалось выделить ряд макро и ультра микроциклы и сравнила эти данные с колебанием уровня Каспийского моря после 1929 года.

Вероятно, микроциклы в продуктивной толще связаны геоморфологическими процессами, либо же сезонными климатическими изменениями. Последний фактор может быть использован как дополнительная информация.

Рис. 6.2. Фациальное строение раннеплиоценовой песчано-глинистой пестроцветной молласовой формации (По линии пл. Караджаллы-Булла-дениз).

Вес материал, собранный нами для выяснения строения формации мы систематизировали как формационный анализ. Кроме того, установленные нами в строении продуктивной толщи макро- мезоциклы являются структурными элементами молассовых формаций., поскольку они определяют тектонические состояния плиоценовых бассейнов и естественно контролируют условий формирования молассовых формаций.

В целом терригенно-глинистая пестроцветная формация характеризуются макро и мезоциклами, которые являются ее структурными элементами.

Из них локализованных в низах формаций I мезоцикл представлен в основном трансгрессивным элементов формации его регрессивным элемент не ясно фиксируется. Однако А.Н.Гаджиев между продуктивной толщей и понтом установил сейсмический горизонт СГ-III, который может быть рассмотрено как регрессивным элементом молассовой формации.

Второй мезоцикл – второй структурный элемент формации. Он очень ясно бросается в глаза в строении молассовой формации в пределах Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага. Объем второго мезоцикла соответствует размеру ПК и КС. Регрессивный элемент второго мезоцикла фактически сложена грубозернистым породами авандельты и литорали и соответствует нижней части свиты ПК. Трансгрессивная

часть второго мезоцикла сложена алевроито-глинистыми породами и стратиграфически охватывает свиты КС.

Третий структурный элемент (третий мезоцикл) как бы замыкает верхнюю часть нижнего отдела продуктивной толщи, и регрессивная часть молассовой формации соответствует свите НКП. А трансгрессивный элемент данного мезоцикла укладывается в объеме свиты НКГ.

Четвертый и пятый макроциклы, или структурные элементы полностью соответствуют стратиграфическому объему верхнего отдела продуктивной толщи. Четвертый макроцикл прежде всего характеризуется большим стратиграфическим объемом с мощностью несколько тысячи метров. Его регрессивный элемент хорошо прослеживается как визуально, так и по материалам сейсмической разведки МОГТ и характеризуется небольшим объемом (80-120 м). Здесь регрессивный элемент формации очень четко прослеживается по материалам сейсмической разведки, которые А.Г.Гаджиев обозначил как СГ-II с абсолютным возрастом 0,05 Ма лет. Трансгрессивная часть четвертого макроцикла характеризуется большим объемом (1500-2000 м) на ее формирование было израсходовано 1,4 Ма лет. По данным Джона Гроувса только на образование так называемая свита перерыва израсходована $0,05 \cdot 10^6$ лет.

Регрессивный элемент четвертого макроцикла стратиграфически охватывает свиту перерыва и низы Балаханской свиты, которые представлены массивными

слоями песчано-алевролитовых пород аллювиального, дельтового, литорального и сублиторального генезиса. Трансгрессивный элемент четвертого макроцикла его стратиграфический объем охватывает очень крупных литостратонов – балаханская и сабунчинская свиты. В центральной части продуктивного бассейна, сложенного тонкозернистыми отложениями, составляет основу трансгрессивной части четвертого макроцикла. В центре продуктивного бассейна мощность его макроцикла достигает 2000-2500 м. На западном борту формационного профиля ее мощность в пределах Шемаха-Гобустанской зоны мощность сокращается в интервале 1000-1500 м. На самом западе формационного профиля (рр. Туryanчай и Алджиганчай) мощность молассовой формации сильно редуцируется до мощности 150-250 м. Именно, в пределах зоны выклинивания формации сложена грубозернистыми отложениями аллювиально-пролювиального и от части литофациального генезиса. Здесь грубозернистые отложения богаты линзами и пластинками гипса, что доказывает субаридный характер климата раннего плиоцена в Азербайджане.

Следует, заметит, что терригенно-глинистая, пестроцветная формация нижнего плиоцена на Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге обладает ярко выраженные четырех ярусные фациально-циклическое строение (рис.6.3.). Этого нельзя сказать для тектонической зоны Бакинского архипелага и Нижне-

Куринской впадины. Мы считаем, что это обстоятельство связано с отличительным структурно-фациальным и палеогеографическим условиями зон денудации и аккумуляции палеорек Кура и Аракса.

Пятый мезоцикл или структурный элемент укладывается в стратиграфическом объеме сураханской свиты. Строение пятого мезоцикла очень сложно из-за обмеления и расчленения продуктивного бассейна. Допускаем, что самые низы сураханской или верхи пестроцветной молассовой формации, представленны чередованием песчано-глинистых пород, можно условно рассмотреть, как трансгрессивный элемент.

Таким образом фациально-циклическое строение молассовой формации раннего плиоцена раскрывает тектонический режим седиментационного бассейна. Поясняет причину сложности тектонических элементов формации. Одновременно циклический анализ продуктивной толщи выясняет закономерности распределения фациальных комплексов, петрографических элементов во внутри формации и одновременно распределения природных резервуаров в строении пестроцветной молассовой формации раннего плиоцена Южного Каспия и примыкающих к нему регионов. Установленные нами пять макро и мезоциклов продуктивной толщи фактически раскрывает сложное строение формации и определяет ее связь с петрографическими и структурными элементами. Как

зеркало отражает ее фациальную зональность в вертикальном и латеральном направлениях.

Относительно ассиметричной макролинзовой морфологии пестроцветной молассовой формации обусловлена локализацией депоцентр бассейна седиментации в верхней части шельфа, а топографическая ось доказывает глубоководный грабенный тип продуктивного бассейна Южного Каспия. С другой стороны, в центральной части бассейна распределение пелагический тип осадков (каньон, каналные осадки, пелагические глины и песчано-турбитидные системы) раскрывают сложное строение формации и показывает, что в центральной части бассейна осадконакопление происходило в условиях декомпенсаций. В миоцен-плиоценовой эпохе, благодаря коллизионным процессом Большого и Малого Кавказа обусловили начало рифтогенных процессов в Южно-Каспийском бассейне и превращение его в бассейн рифтоген-грабенного типа, также косвенно отражается в строении терригенно-глинистой, пестроцветной, молассовой формации раннего плиоцена.

6.1.1 О циклическом строение и петрографической характеристике молассовой формации нижнего плиоцена

Неоген-антропогеновые молассы ЮКВ в общих чертах освещены в геологической литературе.

Мы рассматриваем неоген-антропогеновые молассы Восточного Азербайджана, которые образовались в

альпийском тектогенезе в континентальной стадии развития Земной коры, как мегаформация.

Этот формационный комплекс в вертикальном и латеральном плане состоит из ряда осадочных формаций (формационные ряды).

Фациально-генетическое и циклическое строение и петрографическая характеристика каждой из этих формаций по сей день остаются слабо освещенными в геологической литературе.

Между тем, именно, на основании седиментолого - формационного анализа продуктивной толщи и других неоген-антропогеновых комплексов даст возможность уточнить их палеографическую модель и раскрыть закономерности размещения в них месторождений нефти и газа и других полезных ископаемых.

Наши формационные исследования показали, что молассы (продуктивная толща) представляют собой как самостоятельная осадочная формация, которая разграничивается от других молассовых формаций неоген-антропогена резкими изменениями литологического состава пород в пограничных слоях, а также резкими стратиграфическими несогласиями на стыке подстилающих и вышележащих отложений.

Нижнеплиоценовая молассовая формация на профиле представляет собой огромную макролинзу (рис.6.2., 6.3.) которая на востоке выклинивается в пределах Западно-Туркменской впадины и на западе мощность формации

резко сокращается до 150-200м в пределах восточного фланга Средне-Куринской впадины.

Наибольшая мощность нижнеплиоценовой массовой формации установлена в зонах восточного окончания антиклинальных линий Абшеронского (Азери, Чираг, Достлуг) и Бакинского архипелагов (о. Булла, Булла дениз, Алов, Курдашы). В фациальном отношении эти зоны соответствуют нижней части шельфа и началу континентального склона.

Здесь для петрографического состава осадочных толщ характерны полимиктовые песчано-алевролитовые породы и доминируют в их строении глинистые породы, где смектиты в их коллоидных фракциях составляют 40-50%. Кроме того, в алевролитах и глинах широкое распространение имеют и известковые водоросли коколитофорида и светло-зеленые пластинки глауконита.

В этой зоне в строении формации незначительные участие принимают турбидитные песчаные системы, которые находятся в одном парагенезе с пелагическими глинами и грубозернистыми склоновыми отложениями (каньоны и каналы).

Строение молассовой формации было изучено в зоне дельтовой системы Палеоволги с пассивным континентальным окраинным в пределах структур Шемаха-Кобыстанской областей и тектонической зоны Абшеронского архипелага. Вторую зону изучения строения формации мы именовали дельтовая система Палеокуры, Палеоаракса с активным континентальным окраинам. Это фактически является Алят-Ленгабизская зона и Нижне - Куриная впадина с охватом локальных структур тектонической зоны Бакинского архипелага.

По отмеченным зонам палеodelьтовых систем составлены региональные формационные профили, которые раскрывают фациально-генетическое и циклические строения молассовой формации и закономерности распределения в ней петрографических типов пород и пачек.

Прежде всего, морфологически пестроцветная молассовая формация представляет собой гигантскую макролинзу (рис.6.1, 6.2). На западных флангах макролинзы, она имеет минимальную мощность (150-200м) и сложена типичными континентальными отложениями алювиально - пролювиального генезиса. Нередко эти толщи на западных флангах обогащены ангидрид-гипсоносными глинами мелких засушенных озер.

При фланговых частях макролинзы породы формации в зависимости от структуры места расположения представлены алювиально-дельтовыми, лагунно-заливными и мелководными морскими отложениями, где мощность формации достигает до 1500-2500м и охватывает зону Шемаха- Гобыстанского синклинория и Западного борта Нижне-Куринской впадины.

В центральной части формации в ее строении принимают участие наиболее древние горизонты продуктивной толщи. В этом случае мощность формации в пределах Абшеронского полуострова и НКВ составляет 2500-3500м. Здесь ее породы сложены дельтовыми и мелководными морскими отложениями. На Абшеронском полуострове породы формации петрографически представлены мономинеральными и олигомиктовыми кварцевыми песчаниками, а в зоне НКВ породы формации имеют полимиктовый состав, обогащенный обломками основных еффузивов и основными плагиоклазами и феррическими минералами.

В зоне Абшеронского и Бакинского архипелагов мощность формации достигает 4500-5000м и сложены морскими отложениями континентального шельфа с участием пелагических глин и **песчано-турбидитных** систем. Петрографически обломочные породы формации имеют полимиктовый состав. Однако, в зоне дельтовой системы Полекуры в строении пород участвуют фемические минералы и обломки эффузивов. Здесь глинистые породы формации также богаты смектитами.

Еще одна важная особенность нижнеплеоценовой молассовой формации является ее четко выраженное циклическое слоение. В строении данной формации мы установили пять макро- и мезоциклов. Каждый макро- и мезоцикл соответствует одному, либо же несколько литостратонам продуктивной толщи. Снизу вверх I мезоцикл полностью соответствует калинской свите нижнего плиоцена. Регрессивная часть цикла выделить уверенно не представляется возможным. Отложение цикла имеют ограниченное распространение и установлены в структурах восточной части Абшеронского полуострова и прибрежной части НКВ.

Второй макроцикл охватывает два литостратона ПК и КС и четко выделяется его трансгрессивная и регрессивная части в разрезах формаций.

Третий мезоцикл соответствует литостратонам НКП и НКГ и имеет более широкое распространение.

Четвертый макроцикл охватывает три литостратона - СП, БС и Сабунчинской. Этот макроцикл обладает четким

регрессивными и трансгрессивными элементами. Мощность этого цикла в центральной части бассейна достигает 2500-3000м. Отложение данного цикла занимают 2/3 части нижнеплеоценовой молассовой формации. Она может быть рассмотрена как самостоятельная субформация.

Формационный анализ продуктивной толщи показал, что циклическое строение формации обусловлено с колебательными тектоническими движениями. Здесь роль климатического фактора ничтожно мало, поскольку колебание солнечной инсоляции, вопреки утверждениям некоторых исследователей в продуктивный век в пределах ЮКВ солнечная радиация была незначительной.

6.2. Общая характеристика сероцветной песчано-глинистой молассовой формации позднего плиоцена Восточного Азербайджана и Южного Каспия.

По сей день формационный анализ акчакылских отложений в геологической литературе не рассматривался. Вообще, можно ли акчакылские отложения рассмотреть на формационном статусе? На сколько правильно формационный анализ акчакылских отложений. Для ясности читателю ниже дадим некоторые пояснение по данному вопросу.

По Н.М.Страхову (Страхов, 1961) для образования формационного комплекса в первую очередь, необходимо появление в том или ином месте нового ландшафтно-тектонического плана. Затем, в том же месте в

результате тектонических или рифтогенных процессов происходит образование палеобассейна. Выше мы отметили, что в раннем плиоценовой эпохе в сураханский век за счет восходящих движений продуктивный бассейн стал обмелеть, опресняться и расчленится в лагуны, заливы и озера. В последующем этапе развития продуктивный бассейн полностью высыхает и превращается в полупустынную равнину (Халифазаде, 2015). На контакте акчакрыла и продуктивной толщи существование длительного перерыва теперь не у кого не вызывает сомнения. На контакте двух ярусов образовавшийся континентальный слой прекрасно фиксируется данными сейсмической разведки, этот слой или горизонт был обозначен А.Н.Гаджиевым СГ -1. Данная проблема достаточно была освещена в разделе монографии – «Палеогеография и бассейновый анализ». Теперь рассмотрим акчакрыльские отложения на статусе формации. В изученной территории после длительного перерыва (по Д.Гроувсу $1 \cdot 10^6$ лет) за счет тектонических процессов образовался новый ландшафтно-тектонический план, где формировался новый палеобассейн, который был заполнен водой знаменитой акчакрыльской трансгрессией. Здесь образовался уже эпиконтинентальный бассейн умеренно влажной климатической обстановке.

Выше мы в разделе «бассейновый анализ» отметили, что акчакрыльский бассейн от продуктивного бассейна резко отличался климатической обстановкой,

палеогеоморфологией и батиометрией, гидрохимией, а также поселением специальной фауной и флорой. Кроме того, в мелководье, в придонной зоне акчакылские воды имели низкую температурную характеристику, подобной температурной характеристикой придонной воды акчакылского бассейна мы не встречали в других плиоценовых бассейнах.

Для определения формационного статуса акчакылских отложений необходима наличие резкого изменения литологического состава, либо же на контакте акчакыла с Абшеронским ярусом и продуктивной толщи стратиграфических несогласий. Эта стратиграфические несогласия существуют между акчакылом и Абшеронским ярусами, которые А.Н.Гаджиев обозначил СГ-А1 и другие несогласия между акчакылом и продуктивной толщей, которое было обозначено СГ - 1. Опираясь на эти сейсмические данные, акчакылские отложения региона может быть рассмотрена как самостоятельная молассовая формация. По этой причине мы акчакылские отложения рассмотрим, как самостоятельную осадочную формацию и именовали ее темно-серой терригенно-глинистой молассовой формацией. Прежде всего определить морфологию формации приходится столкнуться с некоторыми трудностями, ибо акчакылский бассейн занимает огромную территорию. Ее можно было назвать малый океаном Восточного Паратетиса. А наши исследования сосредоточены в небольшой территории.

Мы, на основаниях, имеющихся фактического материала создали морфологию плиоценовых формаций в едином профиле в пределах Восточного Азербайджана и Южного Каспия (рис.6.1, 6.3). Среди плиоценовых формаций мощности темно-серой терригенно-глинистой формации из-за незначительно мощности для ясного восприятия читателя, мы красили синим цветом (рис.6.1, 6.3).

Вообще, морфологию и фациально-циклическое строение молассовых формаций плиоценовых отложений западного борта Южного Каспия и Азербайджана мы иллюстрировали на региональных формационных профилях (рис.6.1, 6.3). Однако для темно-серой терригенно-глинистой формаций и для всех молассовых формаций плиоцена мы из-за, того чтобы использовали единый масштаб (1:25 000) и естественно в пелагической зоне первая формация напоминает тонкую глинистую полосу. Этого нельзя сказать о мелководной зоне акчакылского бассейна, где мощность формации возрастает до 700-800 м и имеет более сложное фациально-циклическое и петрографическое строение. Из рис.6.3 ясно, что морфологическую форму темно-серой терригенно-глинистой формации нельзя сравнить с какой ни будь геометрической фигурой.

Если темно-серую терригенно-глинистую формацию сравнить с раннеплиоценовой молассовой формацией первая приобретает совершенно противоположенную морфологическое очертание. А это не случайно, поскольку акчакылский бассейн является

эпиконтинентальным осадочным бассейном и характеризуется слабым тектоническим режимом, слабым развитием денудационных и аккумулятивных процессов. Однако в восточном направлении ясно отмечается углубление акчакылского бассейна на территории палеокаспийского моря. Наблюдается его изменчивый батиметрический градиент и фациальная зональность, которые характерны для плиоценовых молассовых формаций. В этом формационном модели, в западном направлении темно-серая терригенно-глинистая молассовая формация усложняется и представлена развитием мелководных морских фаций. В Шемаха-Гобустанской и Аджиноурской впадинах строение формаций на вертикальной плоскости еще сложнее. А это, прежде всего связана ослаблением трансгрессии и в развитии бассейна доминировал регрессивный цикл. Поэтому, а Аджиноурской впадине мы встречаем грубозернистых, плохоотсортированных песчано-алеритовых и гравелитовых пород.

В заключительной стадии развития бассейна регрессивная тенденция доминировала и бассейн начал обмелет, расчленился на отдельные лагуны и заливы, озера, где благоприятствовал развитие пресноводных моллюсков и остракод. Все эти признаки очень характерны для заключительной стадии формирования темно-серой терригенно-глинистой молассовой формации.

Здесь акчакылская молассовая формация несет специфический характер распределение петрографических зон и фациальных комплексов. Все эти генетические признаки отражают тектонический режим акчакылского бассейна, и по этим же признакам она отличается от молассовой формации продуктивной толщи. Здесь обломочные породы в каждом блоке и интервале формации носят мезомиктовый характер среди терригенных компонентов доминирующая роль принадлежит кварцу и фельдшпатам. Обломки пород представлены из обломков глинистых сланцев кремнистых сланцев, а также в нижнем комплексе наблюдается обломки песчаников и известняков. Роль грауваккового материала в обломочном концентрате занимает 15-25%. Акцессорные минералы, установленные в составе глинистых и песчаных пород представлены ассоциацией устойчивых минералов. Кроме того, в Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге среди акцессорных минералов заслуживает проявление из группы метаморфических минералов – дистен, ставролит и силлиманит. В Гобустане, Аджиноурской впадине в обломочном концентрате наряду с кварцем широко распространены кислые плагиоклазы. В составе тяжелой фракции из акцессорных минералов доминируют ассоциации к выветриванию устойчивых минералов (турмалин, гранат, циркон, апатит, титан и ильменит). Здесь в составе акцессорных минералов важное место занимает хлорит-мусковитовая ассоциация слоистых

минералов. На юге, где составлен формационный профиль акчакылских бассейнов (рис.6.3) в обломочных минералах доминируют фельдшпатоиды. Здесь содержание кварца сближается к содержанию фельдшпатидов. В Нижне-Куринской впадине на подобие разрезов продуктивной толщи преимущество составляет фемические минералы. Среди обломков пород обломки вулканитов не превышает 10 %-ов. Однако в Юго-западных районах распространение акчакылских отложений в том числе в Саатлы-Кюрдамирском поднятии и Евлах-Агджабединском прогибе обломочные породы носят мезомиктовый характер, а акцессорные минералы представлены смесью ассоциации устойчивых и фемических минералов. Выше отмеченные терригенно-минералогические зоны в составе темно-серой терригенно-глинистой молассовой формаций еще раз подтверждает, что акчакылский бассейн имела слабый тектонический режим. С другой стороны, в составе акчакылской молассовой формации доминантная роль ассоциации устойчивых минералов, которое ясно доказывает, что в акчакылское время размывались палеоцен-миоценовые и отчасти мезозойские отложения Большого и Малого Кавказа. Эти же ассоциации устойчивых минералов однозначно отражает петрографический состав области денудаций.

Разрезы акчакылских отложений, в Шамаха-Гобустанской, Аджиноурской и Нижне-Куринской впадинах ясно демонстрирует их фациально-циклическое

строение. Мы в этой монографии впервые отмечаем циклическое строение акчакылских отложений в пределах Восточного и Центрального Азербайджана. А в западном борту Южного Каспия, где акчакылские отложения представлены в пелагической фации, можно сказать, циклическое строение разрезов полностью отсутствует. Тем не менее по основным разрезам, выполненным фациально-циклические анализы показывают, что акчакылские отложения имеют ясное циклическое строение. Установленные циклы мы номеровали снизу-вверх. В этом случае установленный нами первый цикл номерован как шестой макроцикл. В западных районах (Ганджабасар, Аджиноурская впадина и на юго-востоке изученной территории, Муганская моноклинал) – кроме того в Евлах-Агджабедском прогибе акчакыл с базальными конгломератами трансгрессивно лежит на размытую поверхность палеогена и миоцена. В данном случае в основании формации наличие базальных конгломератов и фрагментально песчано-алевролитовые породы не могут быть рассмотрены как регрессивная часть шестого макроцикла.

Литологический состав трансгрессивной части шестого макроцикла в зависимости от подводного репера и батиметрии акчакылского бассейна меняется. Так, например, в Абшеронском и Бакинском архипелагах трансгрессивный элемент формации только сложены темно-серым хорошо отмученными монтмориллонит-

гидрослюдистыми глинами (30-50, и реже 70-80 м). Выше мы отметили, что эти глины формировались в глубоководных морских условиях и относят к пелагической фации. В западном направлении – Абшеронский полуостров, НКВ-на и Шамаха – Кобыстанский зоны эта часть формации представлены темно-серыми глинами и алевролитистыми песчаниками. Эти отложения мы отнесли к интранеритовой фации. В пределах бассейнов рр. Ахсу и Турианчай и Аджиноурской впадины, трансгрессивный элемент фации представлен глинами, богатыми остатками беспозвоночных, грубозернистыми песчаниками и известняками ракушняками. В этом блоке формации среди песчано-глинистой толщи встречаются прослои конгломератов. Выше перечисленные признаки в разрезах формации дают важные информации о том, что в западных районах, начиная из этого стратиграфического уровня формируются отложения регрессивного элемента формации. Несомненно, регрессивный элемент формации продолжают до переходного слоя (СГ-А1) акчакыл-абшеронских отложений. Проведенные исследования показали, что, начиная от переходного слоя (СГ-А1) до подошвы бакинского яруса можно рассмотреть как седьмой макроцикл, который по условиям залегания и развития абшеронского бассейна можно рассмотреть, как самостоятельную молассовую формацию. Так как абшеронские отложения не входят в тематику монографии. Поэтому строение и другие структурные

элементы абшеронской молассовой формации по известной причине в этой монографии не рассматриваются.

ГЛАВА VII. СЕДИМЕНТОЛОГО- ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЛИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОГО БОРТА ЮЖНОГО КАСПИЯ И ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

Выяснение связи литогенеза с тектоническими и геодинамическими процессами является наиболее актуальной проблемой седиментологии. В данном случае наша задача с помощью литогеодинамических индикаторов выяснить связь и сущность и содержание литогенеза плиоценовых бассейнов с тектоническими процессами. На этой основе создать тектоно-седиментологическую модель. Поставленная задача была выполнена на основании изучения геодинамических критериев плиоценовых отложений, а также были широко использованы результаты бассейнового анализа, фациально-палеогеографических построений, промыслово-геофизических данных, что удалось определить тектонику-седиментологические типы плиоценовых бассейнов и уточнить историю геологического развития плиоцен-антропогенного структурного этажа Южного Каспия и Восточного Азербайджана. «Литогеодинамическое понятие» или «литодинамические комплексы» впервые в геологическую литературу ввели Лукин и Хаин (Лукин, 1991; Хаин, 1985). При определении седиментолого-тектонических типов и тектонику-геодинамических этапов развития осадочных бассейнов различного возрастов седиментологические тела или седиментологические комплексы, которые отражают сущность геодинамических процессов называется литогеодинамическими индикаторами.

Совокупность литогеодинамических индикаторов именуется литогеодинамическим комплексом. При создании седиментолого-тектонической модели плиоценовых бассейнов Южного Каспия были использованы нижеследующие литогеодинамические индикаторы: седиментологические макро и мезоциклы, фации и фациальные зоны, информации об осадочно-породных бассейнах и батиметрии и геоморфологии дна бассейна, гидродинамические и термические режимы бассейнов, динамика флуктуации уровней плиоценовых бассейнов. Генетический и литологический состав трансгрессивных и регрессивных элементов макро и мезоциклов в разрезах плиоценового комплекса, стратиграфические и тектонические несогласия, в связи с трансгрессивном залеганием; базальные конгломераты и их петрографический состав, наличие песчано-турбитидных систем, опользневые текстуры, глинистые катуны в продуктивной толще, различные макротекстуры, отражающее гидродинамику бассейна, скорость накопления осадков в отдельных стратиграфических подразделениях плиоцена (1000 лет/см).

Петрографические критерия – минералогические типы обломочных пород, олигомиктовые кварцевые песчаники, граувакки, аркозы, биоморфные известняки, полимиктовые и мономиктовые глинистые породы, глаукониты, наличие магнетита-ильменита, магнетита, известковые водоросли – кокколитофорида. В наших седиментолого-тектонических построениях было широко

использованы литолого-фациальные особенности структурных элементов формации, их петрографический состав и его латеральной, вертикальной зональности. Все эти перечисленные литогеодинамические индикаторы были широко использованы при раскрытии взаимосвязи тектоники с литогенезом на примере плиоценовых бассейнов.

В результате мы для нижнего плиоцена установили особенности бассейна, который характеризуется напряженным тектоническим режимом и индивидуальными геодинамическими элементами, интраконтинентальным типом, крипто рифтогенным характером глубоководный тип абиссальных отложений, замкнутый водоем; для верхнего плиоценового бассейна характерен вялый тектонический режим, и обладание специфическими батиметрическими, гидрохимическими и термическими условиями и характеризующими не обыкновенным флористическим, фаунистическим обликом, специфическим палеобиономией, занимающейся огромную территорию. Эпиконтинентальный, окраинный морской бассейн, гумидного литогенеза. Затем, нам на основании собранных литогеодинамических информации удалось определить седиментолого-тектонические этапы развития плиоценовых бассейнов. На основании комплексного седиментологического анализа удалось установить пять этапов седиментолого-тектонического развития плиоценовых бассейнов. Установленные нами

седиментолого-геодинамический модель фактически иллюстрирует необратимую эволюцию плиоценовых бассейнов. Одновременно они могут быть рассмотрены как седиментолого-тектоническую модель плиоценового комплекса западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана. Ниже последовательно рассматриваются седиментолого-тектоническая сущность установленных этапов развития плиоценовых бассейнов.

Первый этап был именован Калинским этапом развития плиоценовых бассейнов. Седиментолого-тектоническая сущность калинского этапа развития определяется первым мезоциклом и его объемом, литологическим составом и фациально-генетическими особенностями его трансгрессивными и регрессивными элементами. Известно, что понтский бассейн на рубеже миоцена и плиоцена после субдукции Евразийской и Аравийско-Африканской плит произошла гигантская регрессия понтического бассейна и его локализации в резко сокращенном виде в палеоюжнокаспийском бассейне. В последующем этапе регрессия продолжалась и понтический бассейн расчленился на отдельные лагуны, заливы, озера и высох. За $400 \cdot 10^3$ лет за счет длительной эрозии формировался континентальный горизонт, который хорошо фиксируется сейсмической разведкой МОГТ и был обозначен индексом СГ – III.

В дальнейшем зачет продолжение континентальной стадии альпийского орогенеза воздымались Большой и Малый Кавказ, Талышская горная система и Копетдаг.

Благодаря растяжению и рифтогенезу Южнокаспийский бассейн по глубинным разломам опустился и таким образом началось заложение и развитие продуктивного бассейна нижнего плиоцена. Созданы условия для калинской трансгрессии и формирование аналога Южнокаспийского продуктивного бассейна. В это время уровень раннеплиоценового бассейна (продуктивного) по сравнению исходным положением составляет более 50 м. средняя глубина раннеплиоценового (калинского) бассейна составляет 150-200 м. калинский бассейн по сравнению его «старшего брата» понтического бассейна немного расширил свою территорию и с запада занимал восточную окраину Абшеронского полуострова, Алят-Ленгабиза и Нижне-Куринской впадины.

II стадия – Кирманский этап развития плиоценовых бассейнов.

Этот этап в свою очередь по интенсивности тектонических движений и по объему происходящих трансгрессивных и регрессивных процессов делится на два этапа: Кирмаки I, Кирмаки II. Фактически, под этап Кирмаки I соответствует объему второго мезоцикла, а под этап Кирмаки II хорошо увязывается с объемом третьего мезоцикла. Под этапом Кирмаки I раннеплиоценовый бассейн подвергался интенсивной регрессии и при этом уровень бассейна приобретал отрицательные значения (low stand) и раннеплиоценовый бассейн совсем становился мелководным. Именно, в этом под этапом за счет активизации деятельности Палеоволги на

Абшеронском полуострове и Абшеронском архипелаге в подкирмакинских отложениях установлены широкое развитие дельтовых и авандельтовых отложений.

Изучение литодинамических индикаторов и ограненных коренных минералов, и интерпретации сейсмостратиграфических построении, а также эксполяция результатов палеогеографических реконструкций доказывает, что в территории Бакинского архипелага II под этап хорошо проявляет себя и в отложениях подкирмакинской свиты указанного архипелага, и это подтверждается распространением фации авандельты, подводной части дельты, в также литорали и сублиторали. Все указанные процессы произошли в интервале литостратона подкирмакинской свиты. И наконец, в заключительной стадии развития I этапа за счет активизации низходящих движений в регионе происходить прогибание и начало трансгрессии. В результате периода развития верхнего подэтапа за счет трансгрессивного цикла раннеплиоценовый бассейн значительно расширяет свою территории в западном и восточном направлениях. В это время уровень раннеплиоценового бассейна поднялся на 100 м, и средняя глубина стала в пределах 200-300 м. Во втором подэтапе Абшеронский полуостров, Алят-Ленгабиз и значительная часть Нижне-Куринской впадины превратилась в зону седиментации, где преимущественно накопились мелководные литоральные и сублиторальные отложения.

Во втором Кирмакинском полуэтапе направление тектонических движений резко меняется, началось обмеление бассейна, происходит накопление субконтинентальных фаций. Уровень раннеплиоценового бассейна резко снижается до отметки +50 м. все эти процессы отражались в разрезах и фациально-циклическом строении в регрессивном элементе третьего мезоцикла. В это время в Бакинском архипелаге второй Кирмакинский подэтап характеризуется накоплением отложений подводной части дельты, литорали, сублиторали и алеролито-глинистых осадок эпинеритовой зоны. В фациях этих отложений, можно сказать, не встречаются представители *Coccolitoforidov* и слюдистый аутигенный минерал глауконит. В век образования надкирмакинской глинистой свиты за счет нисходящих тектонических движений происходил углубление бассейна и развитие трансгрессии. Фациально-генетические особенности трансгрессивного элемента III мезоцикла хорошо отражается в его строении. В это время уровень раннеплиоценового бассейна поднимался примерно +150 м и допускаем, что средняя глубина моря составляла в пределах 300-350 м. В результате интенсивного прогибания раннеплиоценовый бассейн последний значительно расширяет свои границы и занимает уже 2/3 часть Нижне-Куринской впадины, и юго-западную часть Гобыстана. В этот период в результате развития Кирмаки II подэтапа, благодаря расширению трансгрессии зоны образования дельтовых

отложений и области денудаций значительно отступил на запад и удалилась от центральной части продуктивного бассейна. Поэтому в век НКГ свиты на значительной части бассейна седиментации накопились алеврито-глинистые отложения. Так как они принадлежат к эпинеритовой и интранеритовой фации в 2/3 части территории бассейна формировались разрезы алеврито-глинистых и глинистых отложений. В этих отложениях широкое развитие получила распространение глауконита известковых водорослей *Coccolitoforidov* и *Ottolity*.

III стадия – Балаханский этап развития плиоценовых бассейнов.

Эти этапы полностью охватывают отложений IV макроцикла, который в стратиграфическом уровне укладывается в объеме литостратонов свиты перерыва и балаханских и сабунчинских свит, на образование которых расходовались более миллиона лет (рис.7.1). Эта стадия начинается большой регрессией, в результате которой за исключением центральной части продуктивного бассейна частично высох, а остальная часть распадается на мелкие озера, лагуны и заливы. В подэтапе свиты перерыва с мощностью 100-120 м формировались субконтинентальные и континентальные отложения. Конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов – зачастую несогласно залегают на размытую поверхность отложений НКГ. Косослоистые песчаники и др. литодинамические

индикаторы ясно подтверждают вышеотмеченные явления (рис.7.1). После этого направление тектонических движений резко меняется, в бассейне доминируют нисходящие движения, что обуславливают развитие регионального прогибания. В результате этих процессов уровень продуктивного бассейна постоянно и устойчиво поднимается, за исключением кратковременных регрессий, образуется региональная балаханы-сабунчинская трансгрессия. Продолжительность трансгрессии ориентировочно определяется 1.0 Ма лет. В этом трансгрессивном этапе раннеплиоценовый бассейн, превратился в нормальный интраконтинентальный морской бассейн с большой глубиной с крутым континентальным склоном и пелагической зоной. В результате региональной трансгрессии раннеплиоценовый бассейн расширил свои границы в западном и восточном и северном направлениях. При этом размер раннеплиоценового бассейна увеличивается в 2,5 раза и объем водных ресурсов составляет ориентировочно $75 \cdot 10^3$ км³-ов. Для пояснения в III этапе тектонического развития Балаханы-Сабунчинского бассейнов, мы широко использовали ареалы распространения таких литодинамических индикаторов как дельта, авандельта и подводная часть дельты, которая является продуктами деятельности Палеоволги, Палеокуры и Палеосамура. Именно в этой стадии развития было интенсивнее осадконакопление и формирование больших мощностей, исходя из увеличения

объема воды и охвата территории мы определили подъем уровня в IV стадии раннеплиоценового бассейна от нуля до +1000 м. Такой большой подъем уровня Балаханского и бассейна мы исходили их большой площади его распространения и возможность большой амплитуды эвстатического колебания уровня в замкнутых бассейнах. Глубина Балаханского бассейна в пелагеле составляет 1500-1800 м.

Из сказанного можно сделать такой ясный вывод – в акчакылский век площадь Дайкенд был самый погруженный участок Муганской впадины. Отсюда идя в восточном направлении в прибрежной полосе и акватории Каспия мощность акчакылских отложений резко сокращается. При этом на площади Бабазанан -250 м, в Кюрсанге уменьшается до 200 м. На площади Галмаз в отличии от общей закономерности распределения мощности нарушается и составляет более 530 м. Между тем такие большие мощности акчакыла мы наблюдали на территории соседних разведочных площадях – Дашгил, Готурдаг, Кянзадаг.

В заключение, в балаханском этапе развития объем трансгрессии и тектоническая направленность бассейна сохраняется. Именно в этом веку региональная трансгрессия продолжалась на запад и восток, и занимал огромную площадь. Анализ западных разрезов продуктивной толщи в пределах рек Гирдыманчай и Турянчай показал, что эти территории занимает сабунчинская трансгрессия. Сабунчинская трансгрессия

хорошо прослеживается в западной части Муганской моноклинали, а также занимает значительную часть Средне-Куринской впадины; продолжение сабунчинской трансгрессии ясно наблюдается в разрезах Мурадханлы и Гаралы.

Если дискретно рассмотреть, сабунчинская трансгрессия действовала далеко на запад до бассейна р. Турианчай. После из западных разрезов Ахсучай, Гирдыманчай следы балаханских отложений полностью исчезают, а разрез продуктивной толщи далее в западном направлении характеризуется распространением сабунчинской свиты и от части Сураханской свиты.

**Рис.7.1. Седиментолого-тектоническая модель плиоценовых бассейнов Восточного
Азербайджана
и Южного Каспия.**

седиментоло-тектонические этапы и их абсолютный возраст	характеристика литогеодинамических индикаторов и комплексов	тектонические типы бассейнов	эвстатические колебания уровней бассейнов	батиметрия бассейнов	гидрохимический режим	климатические условия бассейнов	скорость накопления осадков	циклическое строение осадочного	Палеоэкологическая характеристика	формационная характеристика осадочного комплекса	климатические типы литогенеза осадочного
Калинский этап 0.15·10 ⁶ лет	мелководный морской комплекс, характерен горизонтальный, волнистый, косослоистые текстуры, чередование буроцветных песчаников, алевролитов, буро-сероцветных известковых глин. В разрезах доминируют сублитораль и эпинеритовая фация.	интерконтинентальный бассейн замкнутого типа, который находится в начальной стадии развития	эвстатический уровень бассейна находился в интервале (+5)-(+50-60 м)	средняя глубина составила 150-200 м	соленоватодный бассейн S=15-16‰	семиаридный климат в мелководье 25°С	80-100 см за 1000 лет	I мезоцикл	остракоды и редкий биоценоз реликтовых понтических моллюсков с тонкими раковинами	нижняя часть пестроцветного песчано-глинистого молласса с его структурным элементом I мезоцикл	семиаридный литогенез

Кирмакинский этап 0.35·0.5·10 ⁶ лет	I полуэтап Алювиальные, дельтовые и авандельтовые песчаники, которые обладают грубым, крупнозернистым гранулометрическим составом и косо-веерообразной текстурой. В песчаниках встречается черные кремнистые галки и глинистые катуны.	обогащенные дельта, авандельтомы фациями интраконтинентальный бассейн замкнутого типа	колебания нижнего и верхнего уровня бассейна (-50)-(+150 м)	средняя глубина колебалась в пределах 50-200 м	соленоватодный бассейн S=15-16‰	аридный климат t° в мелководье 25-28°C	120-130 см за 1000 лет	II мезоцикл	остракодный биоценоз и биоценоз известковых водорослей	нижняя часть пестроцветного песчано-глинистого молласса с его структурным элементом II мезоцикл	аридный литогенез
---	---	---	---	--	---------------------------------	--	------------------------	-------------	--	---	-------------------

	II полуэтап В разрезах восточной части Абшерона установлены крупнозернистые массивные песчаники с черными кремнистыми галками и глинистыми катунами. Верхняя часть разрезов представлена буровыми, хорошо отмученными глинами с Coccolitoforid.	интерконтинентальный бассейн замкнутого типа в среднем стадии развития	резкое колебания верхнего и нижнего эвстатического уровня (-20 м) - (-800м)	средняя глубина состава 100-300 м	соленоватодный бассейн S=13-14‰	аридный климат t° воды в мелководье 25-28°C	250-280 см за 1000 лет	III мезоцикл	остракодный биоценоз и биоценоз известковых водорослей	нижняя часть пестроцветного песчано-глинистого молласса с его структурным элементом III мезоцикл	аридный литогенез
--	--	--	---	-----------------------------------	---------------------------------	---	------------------------	--------------	--	--	-------------------

Балаханинский этап 1.0·10 ⁶ лет	разрезы этого комплекса сложены чередованием несколько генетических комплексов континентальных, субконтинентальных и морских отложений, именующих трансгрессивное строение. Нижняя часть разрезов характеризуется несогласно залеганием на глинистой толще косослоистыми аллювиально-пролювиальными и дельтовыми отложениями. Затем разрезы представлены дельтовыми, авандельтовыми и морскими мелководными отложениями	полностью сформированный интерконтинентальный бассейн с абиссальной зоной и трансгрессивным строением	после перерыва вследствие большой Балаханской трансгрессии эвстатические интерконтинентал замкнуто го бассейна в интервале (-5м) и затем 800-1000 м	глубина продуктивног о бассейна составляет 1500-1800 м	соленоватодный бассейн S=13-14‰	аридный климат t° воды в мелководе 25-28°C	250-280 см за 1000 лет	IV макроцикл	редкий остракодный биоаридный биоценоз соленовато-водных и частично пресноводных моллюсков	средняя часть пестроцветного песчано-глинистого молласса с его структурным элементом IV макроцикл	аридный литогнез
--	---	---	---	--	---------------------------------	--	------------------------	--------------	--	---	------------------

Продолжение рисунка 7.1.

Продолжение рисунка 7.1.

Сураханинский этап 0.25·10 ⁶ лет	разрезы представлены серовато-бурой глинистой толщей с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. В песчаниках косоволнослоистая текстура, они части содержат остатки пресноводных моллюсков. В алевроито-глинистой толще установлена галогенная пачка (100-150 м) состоящая из чередования бурых глин и гипса.	интерконтинентальный бассейн, расчлененный на лагуны, заливы и озера с соленосной толщей и пресноводной фацией.	эвстатический уровень резко падает (+5м) – (+50-60 м)	средняя глубина на состав ил 50 м	соленоватоводный бассейн опресневший в пресноводных лагунах S=5‰ в солоноватых лагунах S=40-50‰	аридный климат t° воды в мелководе 28-30°C	50-8- см за 1000 лет	V мезоцикл	развитый полуценоз пресноводных моллюсков и остракод	верхняя часть пестроцветного песчано-глинистого молласса с его структурным элементом V мезоцикл	аридный литогенез
--	---	---	---	-----------------------------------	---	--	----------------------	------------	--	---	-------------------

Акчакылский этап 1.4·10 ⁶ лет	В отложениях этого этапа установлена два литогеодинимического комплекса. Первый комплекс широко распространен в восточном Азербайджане, темно-серые глины с прослоями песчаников и алевролитов, обладающих волнисто и косоволнистой текстурой, которые богаты акчакылской моллюсковой фауной. Второй комплекс развит в западном борту Южного Каспия, который богаты рыбными остатками.	эпиконтинентальный бассейн открытого типа со слабым тектоническим режимом.	в результате грандиозной трансгрессии эвстатический уровень эпиконтинентального бассейна колеблется в пределах 100м – 800 м.	глубина акчакылского бассейна составляет 1200-1200-1500 м	по геохимическим показателям и на основании специфической ассоциации моллюсков соленоватый бассейн S=15-16‰	гумидный климат t° воды в мелководье 12-13°C	17-20 см за 1000 лет	VI макроцикл	мелководной части бассейна богатый пелеципод, специальные моллюсков. В глубокой части остатки рыб и пелеципод otolithov и нанопланктон	сероцветный песчано-глинистая молассовая формация со единственными структурными элементами VI макроцикла	гумидный литогенез
---	--	--	--	---	---	--	----------------------	--------------	--	--	--------------------

Однако в наших литогеодинамических исследованиях в состав балаханского этапа развития входят и объем Сабунчинской трансгрессии. Таким образом, балаханская и Сабунчинская трансгрессии характеризуют как единый этап трансгрессивного развития плиоценовых бассейнов в пределах Восточного Азербайджана и Южного Каспия.

V этап сураханский этап развития плиоценовых бассейнов.

В завершения балаханского этапа развития продуктивного бассейна тектоническая напряженность упала, области денудации расчленный рельеф пенеплинизировался, трансгрессия ослабла и скоро бассейн трансформировался в регрессию. Продуктивный бассейн стала постепенно обмелеться и расчленился на лагуны, заливы и мелкие сульфатные озера.

Сураханский этап развития укладывается в объем V мезоцикла. Однако у V мезоцикла трансгрессивный элемент носит половинчатый характер. Можно было его называть полмезоциклом. Для полноты создания тектонико-седиментологической модели плиоценовых бассейнов мы условно V мезоциклу дали статус цикла.

В сураханском этапе развития раннеплиоценовый бассейн расчленился на опресненные и солеродные лагуны в зависимости от физико-географических условий их локализации и возможности питания тогдашними реками. В пресноводных лагунах обитали пресноводные моллюски – *Unio* и *Apadonta* и др. В солеродных лагунах из-

за изолированности их от водного питания и аридного климата в них произошел сульфатный галогенез. В качестве примера можно указать Бабазанан, Кениздаг и Булла-дениз (Халифазаде и др., 2005). Несомненно, также лагуны в раннеплиоценовых бассейнах было много. К сожалению, они в разведочном бурении из-за слабо седиментологического знания геологов, работающих в разведочном бурении, не были зарегистрированы наличие гипсоносных слоев. Мы считаем, что в сураханский век в рассматриваемой территории пресноводных и солеродных лагун и озер было много. Они могут быть обнаружены в западном борту Южного Каспия при грамотных седиментологических исследованиях кернового материала глубоких скважин. При регрессивном цикле сураханского бассейна его уровень неизменно стало снижаться в некоторых местах до нулевого уровня, а в лагунах и заливах в 5-15 м глубина сохранилась. Соленость раннеплиоценового моря первоначально было 10-12‰. Климатические условия по всей территории остались аридным. И в заключении, наступления длительной регрессии осушило эту территории. На месте Южного Каспия и прилегающих регионов на рубеже продуктивного бассейна и акчакрыла образуется пустынная, местами полупустынный рельеф, где происходил континентальное выветривание с образованием сейсмического горизонта СГ – I.

VI акчакрыльский этап развития плиоценовых бассейнов.

Акчакыльский этап развития начинается после завершения сураханской ренессансы. Допускаем, что возникла полупустынная равнина, где осушение территории после длительного континентального режима ($1 \cdot 10^6$ лет) и на рубеже продуктивной толщи и акчакыла образовал горизонт СГ – I. Продолжительность акчакылского этапа развития плиоценовых бассейнов составляет 0,8 Ма лет. Как раз именно, в этом этапе формировалась целая молассовая формация, которую мы именовали сероцветной терригенно-глинистой.

Затем, направление тектонических движений меняется в регионах, в огромной территории ($1,5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) доминируют нисходящие движения. В результате этого на территории палеокаспийского бассейна и прилегающих к нему районах образуется низкий рельеф, куда поступили воды знаменитой акчакылской трансгрессии. Допускают, что появление региональной акчакылской трансгрессии связана с подъемом уровня северного океана на >50 м. это способствовало отделению огромной массы воды, которая затопила уралский прогиб, русскую плиту и прикаспийскую синеклизу и каспийский бассейн. Как было отмечено выше, акчакылская трансгрессия на востоке палеоюжного каспия охватила западно-туркменский прогиб и западный Туаркир, Губдаг и Большой Балхан, а на западе граница акчакылского бассейна достигла до берегов Мраморного моря, Босфора и Дарданела. Мы на территории Западного борта Южного Каспия и Восточного Азербайджана исследовали 70

разрезов с позиции фациально-генетического и фациально-циклического анализов с выделением темно-серых листоватых глин, специфической ассоциаций моллюсков, глубоководных глин с преимущественно смектитового состава, косослоистые пески, песчаники и алевроиты, базальные конгломераты, биоморфные, детритовые известняки, которые являются характерными литогеодиническими индикаторами акчакры. По нашим данным акчакрыские отложения исследуемого района полностью укладываются в объеме VI макроцикла. Фактически строение VI макроцикла раскрывает сущность четвертого этапа развития плиоценовых бассейнов. Кроме того, приобретение важных информации по результатам бассейнового анализа и эвстатической кривой изменения уровня акчакрыского бассейна, а также наличие палеогеографических реконструкций и структурно-формационных моделей дают полное представление об особенностях развития акчакрыского бассейна в его IV этапе развития. Фациально-генетический и бассейновый анализ акчакрыского водоема ясно показали, что он по следующим признакам – морфологией, батиметрией, гидрохимией, гидродинамикой, температурным режимом и климатическим условиям резко отличаются от продуктивного бассейна, хотя, они находятся в одном стратиграфическом подразделении, а фактически являются антиподами. Здесь с востока на запад очень ясно видно фациальная зональность бассейна

седиментации. Однако пелагическая зона охватывает слишком большие пространства. Средняя глубина пелагической зоны не превышает интервала 1200-1500 м. Наши расчеты и логические суждения показали, что несмотря на грандиозный размер акчакылской трансгрессии на западном борту Южного Каспия эвстатический уровень акчакыли изменился в широких пределах 00.00 – 1200 м. Климатические условия акчакыла являлись умеренными и могут быть сравнены со современным Балтийским морем. В этом водоеме средняя скорость накопления осадков составляет -17 см за 1000 лет, что однозначно доказывает его слабый тектонический режим. В акчакылском бассейне осадочный процесс принадлежит абсолютно другому литогенезу – гумидному литогенезу. Поэтому не случайно в этом бассейне фауна и флора носят специфический характер, которые вовсе не встречаются в стратиграфических подразделениях плиоцен-антропогенового структурного этажа. В конце верхнеплиоценового века направление тектонических процессов меняется, ослабляется погружение бассейна седиментации и осадконакопление трансформируется в регрессивный цикл. В это время огромный акчакылский бассейн омелеет и распадается на озера, лагуны и заливы. Особенно на западе плиоценового бассейна образуются пресноводные лагуны и заливы, где широкое распространение имеют представители пресноводных моллюсков. С этого периода VI этап

литогеодинамического развития плиоценовых бассейнов завершается. В главе «седиментолого-тектонической модели» следует фокусировать внимание на следующую проблему. А это связано с крипторифтогенностью и глубоководности раннеплиоценового интраконтинентального бассейна. Мы к этому выводу пришли в результате анализа литогеодинамических индикаторов в раннеплиоценовых отложениях.

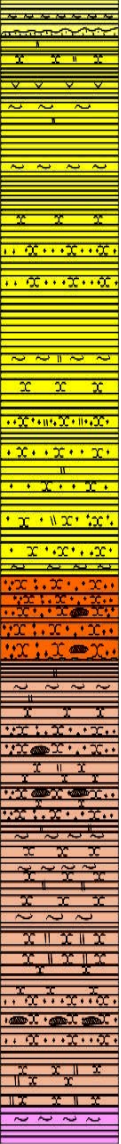
М г	КС	ПК	КС	НКИ	НК г	СП	Б св	Са св	С св	Ак	Воз рас	литологи ческая колонка	Литолого-палеонтологическая характеристика	Петрографическая характеристика	Фациальная характеристика	Циклы и характер тектонических движений	
4 0					70	120	380-400	350	150		4 0		Темно-серые глины с редкими прослоями алевроитов, остатки рыб.	Глины представлены смектитами и гидрослюдами, примесью каолинита и хлорита	Глубоководная пелагическая	Крупная акчкакыльская трансгрессия	
													Серовато-коричневые и коричневые глины с прослоями алевроитов и мелкозернистых песчаников.	Глины полимиктовые со смектитом. В песчаниках кварц и обломки пород в разном количестве. Акцессорные минералы представлены ассоциацией устойчивых минералов.	Глины представлены в эпинеритовой фацией. В остальной части лагуны, заливы и фации мелких озер.	Непол ный	Воздымание и осушение земли
													Разрез толши 70% сложен глинами с прослоями алевроитов и мелкозернистых песчаников. в средней части отмечается три пласта массовых мелкозернистых песчаников.содержание кварца 50-60%. Встречаются тонкостворчатые остракоды	Глины имеют полиминеральный состав с значительной ролью смектитов и гидрослюды. В легкой фракции кварц 75-80% и фельдшпаты, обломки пород 30-35% общей массы. глины полиминеральные с преобладанием гидрослюды и смектитов.	Глинисто-песчано-алевритовая толща образовалась в эпинеритовой фации. Промышленные песчаные горизонты формировались в подводной части дельты Палеоволги.	Уцикл	Устойчивое региональное погружение трансгрессивн ый элемент с кратковре- менными регрессиями
													Нижняя и средняя часть толши представлены 5-35 м-выми массивными кварцевыми песчаниками промышленных горизонтов, которые разобщены красновато-коричневыми глинами смектит-гидрослюдистого состава. Верхняя часть БС целиком составлены морскими фациями мельководя. В песках и песчаниках установлены из остракод <i>Cytherepldea tocosa Liioralls Baady</i>	Промышленные песчаные пачки представлены 70-85% кварцами и 15% фельдшпатами и обломками пород. В акцессорных помимо ассоциацией устойчивых минералов присутствуют дистен, ставролит и силлиманит. В глинах преобладают смектиты и гидрослюды, 15-20% примесей хлорита и каолинита	В начале промышленные песчаные горизонты принадлежали фации аандельты. Верхняя часть толши характеризуется сублиторальными и эпинеритовыми фациями		
													В основу толши лежат базальные конгломераты из меловых и миоценовых пород.	Нижняя и средняя часть толши представлены 80-90% кварцевыми песчаниками. В основании песчаной толши лежать конгломераты из меловых и миоценовых пород. А песчаниках глинистые катуны.	Массивные кварцевые песчаники аллювиального генезиса чередуются песчаниками протоки и руковы дельты	IV ЦИКЛ	Регрессивный элемент, восходящие движения и осушения бассейна
													Толща представлена желтовато-коричневыми глинами с редкими прослоями алевролитов	В глинах гидрослюды и смектиты играют доминирующую роль. В алевролитах из акцессоров мусковит и хлорит	Глины характеризуются эпинеритовыми и интранеритовыми фациями	III цикл	Трансгрессивн ый элемент
													Массовые кварцевые песчаники с косой и оползневой текстурами . в песчаниках включения силицитов и глинистых катунов. В песчаниках из остракод <i>Cythere olivia Liv., C.cell.Liv.</i>	В песчаниках кварц составляет 60-70% . Фелдшпаты и обломки пород 30-35%. В тяжелой фракции встречаются устойчивые минералы с ассоциацией метаморфических пород.	Чередуются фации авандельты и подводной части дельты		Регрессивный элемент
													Толща чередования песчаников, алевроитов и глин. Песчано-алевритовые слои имеют косую волновую и линзовидную слоистость. Обнаружены из остракод <i>Cethere olivia Liv., C.cell.Liv.</i> , 4 и 6 лучевые водоросли Cosscolit.	В песчаниках кварц составляет 40-50%. Фельдшпаты и кислые плагиоклазы. В тяжелой фракции встречаются устойчивые минералы. В глинах ведущими минералами являются смектиты.	Свита представлена морскими фациями – сублиторал и эпинерит	II цикл	Трансгрессивн ый элемент
													Массовые кварцевые песчаники с оползневой текстурой и включениями эльвиальных глинистых катунов	В песчаниках высокое содержание кварца сопровождается присутствием ассоциации метоморфических пород.	Чередование аллювиальных и дельтовых фаций		Регрессивный элемент
													Нижняя часть толши чередования песчаников и глин. Носить глинистый характер. Встречаются понтические остракоды и моллюски.	В песчаниках кварц составляет 25-30%. Доминируют фелдшпаты и обломки пород.	Нижняя часть разреза сублиторальная, верхняя эпинеритовая..	I цикл	Трансгрессивн ы элемент
													Серовато-черные глины с прослоями алевролитов	В глинах ведущая роль принадлежит гидрослюдам и каолиниту. Смектиты в качестве примесей.	Глины образовались в интранеритовой фации		Регрессивный элемент

Рис. 7.2. Сводный литолого-стратиграфический разрез и фациально-циклическое строение продуктивной толщи в пределах структурно-фациальных зон Абшеронского полуострова и Абшеронского архипелага

Несомненно, постановка вопроса в этом контексте может стать предметом полемики среди исследователей продуктивной толщи. Обычно тектонико-рифтоген, вернее крипторифтоген грабенного типа бассейнов мы встречаем в литературе среди молодых и древних платформ.

Такие узкие удлинённые и ограниченные глубинными разломами структуры называются авлакогенами, либо же грабенного типа бассейна. В качестве примера можно указать в современном и древнем рельефе – Байкальское озеро, Тиман-Печора, Днепр-Донецкий авлокоген, Рейнский грабен, Аденский залив, Красное море, Грабенные бассейны Юго-Восточной Африки, в том числе озеро Танганика и тд. Из бассейнового анализа ясно, что Южно-Каспийский бассейн относится к типу Сенсирипто (Richard Selley, 2005), от поперечного разреза бассейна ясно, что зона Бакинского архипелага и центральная часть продуктивного бассейна принадлежит к глубоководной впадине. Здесь бассейн по меридиональным глубоководным разломам подвергался интенсивному прогибанию. Западный борт Южного Каспия мы можем рассмотреть, как суббассейн, который начинается с раннего миоцена подвергался к прогибанию. А в раннем плиоцене оно достигало к своему максимуму (4000-5000 м за 1 Ма). Такие типы бассейнов по мнению ряда исследователей характерны для глубоководных бассейнов. Известно, что в прогибании различных типов осадочных бассейнов характерно роль играют два типа фактора – экзогенные и эндогенные факторы. Допускаем, что на западном борту Южного Каспия, начиная миоцен-

плиоцена прогибания обусловлено ролью эндогенных процессов. Это хорошо объясняется с позиции мобилизма. Известно, что Большой и Малый Кавказ на стадии развития континентального орогенеза вследствие коллизии Аравийско-Африканской плиты Копетдаг, Талышская горная система, Большой Кавказ с севера начиная с эоцен-олигоценовой эпохи подвергались региональному сжатию. В результате тангенциальных тектонических процессов трансформировались в субдукционную зону и подвергались коллезионным процессам.

В соответствии с этим в выше перечисленных регионах не оставили принципа изостазии в ЮКВ в результате растяжения и распада и раздробления фундамента на отдельные блоки образовались по ряду амагматических впадин. Таким образом, в результате сталкивания тектонических плит и вследствие региональные сжатия в горных областях доминировали коллезионные процессы. В равнинах и впадинах на основании принципа изостезии преобладающим процессом является растяжения начиная с раннего миоцена Южно-Каспийская впадина была вовлечена в процесс прогибания. Это является один из атрибутов в ЮКВ, которые возникли в результате упомянутых геодинамических процессов.

Вторая важная часть эндогенных факторов в результате столкновения тектонических плит в фундаменте и верхней мантии ЮКВ создано специальные геодинамические условия, которые обусловили

разуплотнения верхней мантии. А это в свою очередь способствовало стадияльному проявлению рифтогенных процессов. Мы на основании результатов комплекса геофизических исследований, проведенных для распознавания глубинного строения Южно-Каспийской впадины, допускали что на глубине 25-30 км рифтогенные процессы во времени произошли в нескольких стадиях: средняя юра-нижний мел, верхний мел-палеоген и миоцен-квартет. Другими словами, при седиментолого-тектоническом формировании осадочного чехла (за 250 Ма лет) древний рифтогенез и его на плиоцен-антропогеновой стадии подвергался несколько регенерационному рифтогенезу. Мы считаем, что регенерационный рифтогенез начиная с раннего миоцена вместе с инверсионным тектогенезом продолжался до современного периода. Эта мысль может подтвердиться следующим фактом: а именно, в Бакинском архипелаге и в Южно-Абшеронской впадине достижения мощности постплиоценовых отложений до 2000-2500 м является убедительным доказательством вышесказанной мысли. Интенсивное прогибание западного борта Южного Каспия в раннем плиоцене обусловлено эндогенным фактором, а именно, литостатическое давление обусловил (P_1), накопление мощных осадков. Однако наблюдения показало, что влияние вышележащих осадков на прогибание составляют 30-35% общего масштаба прогибания ЮКВ (Мамедов, 2007). В западном борту Южного Каспия обнаружение в отложениях ПК, НКП и БС глиняных катунов, оползневой текстуры, а также песчано-

турбидитные системы являются седиментологическим проявлением крипто рифтогенных геодинамических процессов. Наличие псевдорифтогенных процессов доказывается на западном борту Южного Каспия широким распространением грязевого вулканизма, диапировых складок, конседоментационные структуры. Кроме того, за счет литостатического давления также может быть косвенно связано псевдорифтогенезом. В свою очередь эти экзогенные процессы обусловили текучесть, и пластичность в глинах привлекли внимание исследователей. Но это аномальное явление. Таким образом, в мощных глинистых толщах палеоцена и миоцена, благодаря высокому значению в растворенных свободных углеводородных, углекислых и отчасти сероводородных газов с участием свободной воды благоприятствовали распространение в этой территории грязевых вулканов, корни которых находились в олигоцен-миоценовых отложениях. Мы в результате фациально-генетических и фациально-циклических и наконец, бассейнового анализов и систематизации существующих регионально-геофизических и промыслово-геофизических информации, а также интерпретации литогеодинамических комплексов пришли к заключению, что раннеплиоценовый бассейн ЮКВ является интерконтинентальным псевдорифтогенным грабенного типа бассейном. Этот бассейн характеризуется четырьмя этапом седиментолого-тектоническим развитием.

Каждая стадия дискретно раскрывает седиментолого-тектоническую сущность плиоценовых бассейнов;

раннеплиоценовый бассейн принадлежит к аридному литогенезу, а позднеплиоценовый – гумидному литогенезу. Раннеплиоценовый бассейн относится к интерконтинентальному типу, позднеплиоценовый бассейн является эпиконтинентальным открытого типа морским бассейном. Его развития характеризуется одним седиментолого-тектоническим этапом.

Заключение

В результате стратиграфии плиоцена автор критически анализировал причины допущенных ошибок при составлении стратиграфической схемы продуктивной толщи и для отдельных ее структурно-фациальных зон. Прежде всего, продуктивный бассейн питался с запада, востока и юга различными палеореками и каждая река в этом бассейне образовал свою дельту с характерным литологическим составом и строением, при постоянстве тектонического режима для всех структурно-фациальных зон. Эта особенность продуктивного бассейна для отдельных регионов Южного Каспия являлась важной помехой для составления единой стратиграфической схемы продуктивной толщи целиком по Южному Каспию.

Предыдущие исследователи механически сопоставляли продуктивную толщу Абшеронских и Бакинского архипелагов и Нижне-куринской впадины только на основании ГИС с разрезами Абшеронского полуострова и архипелага (Бибигейбат, Кирмакинская долина и отчасти Нефтдашлары). В результате этого объем Балаханской и Сабунчинской, Сураханской свиты сильно раздут и не отражают реальную картину распределения мощностей. Мы стратиграфическую проблему решали комплексно по другой концепции: продуктивный бассейн время от времени за 1,9 Ма лет постоянно расширил свои границы, благодаря этапной трансгрессии. За счет этого ее древние стратиграфические подразделения выклинивались в западном и отчасти восточном направлениях. Стратиграфия продуктивной толщи акчакрыла в данной

монографии рассмотрена в новых версиях о тектонических типах и палеогеографических условиях образования плиоценовых бассейнов в Южно-Каспийской впадине и Восточного Азербайджана. Автор на основании комплекса седиментологических исследований и бассейнового анализа с использованием данных сейсмической разведки и сейсмостратиграфии создал новую информацию о тектонических типах плиоценовых бассейнов и палеогеографических условиях их образования. В частности, было установлено, что раннеплиоценовый бассейн является интраконтинентальным рифтогенно-грабенного типа, и принадлежит ариднему литогенезу, а верхнеплиоценовый – открытым эпиконтинентальным бассейном гумидного литогенеза.

Вследствие крупной балаханы-сабунчинской трансгрессии, которая с кратковременной регрессией, продолжалась более миллиона лет. В результате крупной и длительной трансгрессии объем воды в продуктивном бассейне увеличился ориентировочно до $75 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. Бассейн стал занимать большую территорию и его размер увеличился в 2,5 раз. Он стал глубоководным рифтогенно-грабенного типа с обширным шельфом и нормальным континентальным склоном и широкой абиссальной частью. При этом напряженный тектонический режим способствовал образованию на континентальном склоне частых оползней с последствием возникновения суспензионных потоков. Эти плотные потоки обеспечили выпадение грубозернистых материалов на континентальном склоне, а мелкозернистая масса

сносилась дальше в абиссали и откладывалась в спокойной обстановке, образовали среди глубоководных глинистых осадков песчано-турбитидные системы. Пример, образование песчано-турбитидных систем, а также фации континентального склона обстоятельно рассмотрены в специальном разделе монографии на примере фрагмента разреза скв 1 балаханской свиты нефтегазовых месторождения Чирак. Тектонический тип ранних и поздних плиоценовых бассейнов Восточного Азербайджана и Южного Каспия резко отличается между собой. Они являются антиподами. Раннеплиоценовые бассейны (продуктивная толща) являются интраконтинентальным бассейном аридного литогенеза. Они представляют собой рифтогенный глубоководный бассейн грабенного типа. Рифтогенез начался в конце миоцена в результате коллизии Евроазиатской и Аравийско-Нубийской плит, что обусловило воздымание Малого, Большого Кавказа и Талышской горной системы, и Копетдага. Для создания изостазии на месте палеотектонического бассейна осадочные слои стали растягиваться, деформироваться на разные тектонические сдвиги. В этот момент палеокаспийская депрессия под тяжестью вышележащих пород стал погрузиться по палеозойским глубинным разломом – Западно-Туркменской террас на востоке и Западно-Каспийским разломом на западе. При этом образовавшая впадина стала наполняться водой Восточного Тетиса, а также палеореками, спускающиеся со склонов Большого, Малого Кавказа, Талышской горной системы и Копетдага. Таким образом, в конце миоцена вследствие

вышеописанных геодинамических процессов заложилась основа продуктивного бассейна раннего плиоцена. Мы называли исходя из выше описанных геодинамических процессов палеоюжнокаспийского бассейна рифтогенно-грабенным глубоководным. Однако должен заметить, что Южно-Каспийский рифтогенно-грабенный тип бассейна находился в орогенной геоантиклинальной зоне и отличается от типичных рифтогенных интракратонных и межкратонных бассейнов, находящихся в районе Восточного Африканского трога – как суецкий грабень, красное море и бассейны великих озер Африки – Танганика, Ньяса и частично Виктория, которые являются интраконтинентальными бассейнами. Южно-Каспийский рифтогенно-грабенный тип бассейна от них отличался, благодаря нахождению его в орогенной зоне и имеют большую ширину 250-300 км и характером выполнения осадочных толщ. Поэтому справедливо Южно-Каспийский рифтогенный бассейн именовать субрифтогенный, псевдорифтогенный. Что касается тектоническому типу позднеплиоценового акчакылского бассейна, Южного Каспия, он по всем параметрам резко отличается от раннеплиоценового продуктивного бассейна. Прежде всего акчакылский бассейн даже на юге Кавказа имеет тенденцию западного направления. В результате этого на западе Нижне Куринской впадины и Шемаха-Гобыстанской области более молодые горизонты продуктивной толщи несогласно лежат на понтические отложения.

В монографии разработана стратиграфическая схема продуктивной толщи в отдельных ее структурно-фациальных зонах была выполнена на основании комплексирования целого ряда методов исследований. В частности, в разработке стратиграфии были использованы скудные моллюсковые и острокодовые фауны, последовательность распределения различных литологических типов пород в разрезах и изменении их минералогического состава во времени и пространстве. При стратиграфических построениях использовали выделенные крупные циклы и изменения их строения во времени, а выделили для плиоцена молассовые формации с характеристикой и изменением их трансгрессивных и регрессивных элементов. В разрезах, провели комплексные исследования с использованием результатов палеогеографических реконструкций и сейсморазведочных работ МОГТ и сейсмостратиграфии, а также данные промысловой геофизики (ГИС). В результате такого комплексного подхода нам удалось разработать стратиграфическую схему продуктивной толщи по северо-Абшеронской складчатой зоне, Абшеронскому полуострову и Абшеронскому архипелагу, Южно-Куринской впадине и Бакинскому архипелагу и наконец, для западных районов распространения продуктивной толщи. Разработанные нами стратиграфические схемы впервые публикуется в данной монографии и отличаются от предыдущих стратиграфических схем своей полнотой и комплексностью данных при стратиграфических построениях продуктивной толщи.

Стратиграфия акчакылских отложений Азербайджана в свое время достаточно достоверно разработана К.А.Ализаде и на основании моллюсковой фауны эти отложения им расчленены на два подяруса – нижний и верхний акчакылские подяруса. Затем, соленатоводные и пресноводные моллюсковые фауны были изучены молодыми палеонтологами Лейла Алиевой и А.Керимовым, которые помимо установления новых форм, раскрыли и палеобиономическую, палеоэкологическую обстановку акчакылского бассейна.

Мы комплексными методами изучив акчакылские отложения в пределах изученной территории разделили их по фациально-генетическим и фаунистическим, палеоэкологическим условиям на два суббассейна – Восточно Азербайджанский и Западный борт Южного Каспия. Первый суббассейн характеризуется мелководной фаунистической обстановкой и богатыми моллюсковыми, фораминиферовыми и остракодовыми фаунами. Здесь, формировались сравнительно крупные мощности – 500-700 м и грубозернистые песчано-алевролитоглинистые отложения. Западный борт Южно-Каспийский суббассейн характеризуется глубоководной фацией, представленной темно-серыми глинами, в которых отмечаются остатки рыб, нанопланктоны, известковые водоросли *Coccolitoforid* и *Ottolity*, где формировались минимальную мощность (30-100 м) за счет декомпенсированного прогибания.

В районах распространения песчано-глинистых отложений первый суббассейн акчакылских отложений мы разделили на две литологические свиты – песчано-

глинистые нижние акчакылские и глинисто-песчаные-конгломератовые, которые укладываются в объем верхнеакчакылского подъяруса.

Как видно вторая часть монографии посвящена палеогеографической реконструкции плиоценовых бассейнов. Однако отдельная ее часть очень обширно планирована, где предусматривалась помимо палеогеографической реконструкции много вопросов, которые в той или иной степени связаны с палеогеографией данного подразделения и представляют новшества в изучении продуктивной толщи Азербайджана. В частности, помимо палеогеографических построений автора на основании бассейнового анализа седиментологические особенности раннего и позднеплиоценовых бассейнов; наличие галогенеза в сураханской свите и причина его образования; магаммет как новый минерал в продуктивной толще и причины его генезиса. Наличие в балаханской свите песчано-турбитидных систем и их значение в нефтегазовом потенциале в глубоководных структурах продуктивной толщи; глауконит в промышленных коллекторах продуктивной толщи и разработаны новая диагенетическая концепция о его образовании. Дается анализ рифтогенно-грабенного характера продуктивного бассейна; освещается палеотемпература плиоцен-антропогеновых бассейнов Восточного Азербайджана и Западного борта Южного Каспия. На основании изучения Ca/Mg индекса в раковинах беспозвоночных с использованием изотопной палеотермометрии. В

палеогеографической части монографии в отдельном параграфе рассматриваются диагенетическая модель карбоната кальция в природных резервуарах.

В монографии перед палеогеографической реконструкций дается описание результатов фациально-генетического и фациально-циклического анализов резервуаров плиоценовых отложений, дабы создать фациальную основу палеогеографических карт. Автором впервые установлены признаки галогенеза в сураханской свите в горах Бабазанан, пл. Кяниздаг и месторождение Булла дениз, где мощность галогенной толщи колеблется в пределах 80-120 м и она сложена с тонким чередованием бурых глин и сульфатов. Сульфатные слои 80-85% представлены гипсом и 15% сепиолитом. Галогенез происходил в сураханском бассейне в небольших лагунах в летнее время, а в холодном, зимнем сезоне галогенез прекратился на сульфатной стадии за счет ослабления испарения и опреснения лагуны и создались условия для образования бурых глин. Обнаружение признаков галогенеза однозначно доказывают, что в сураханский век субаридный климат продолжался и бассейн омелился и распадал на отдельные пресноводные или солеродные лагуны, заливы и озера.

Глауконит характерный слюдистый минерал бассейнов нормальной солености, и он обнаружен Балаханском бассейне в небольшом количестве (3-10% общей массы). Однако продуктивный бассейн является соленоводным. В таких гидрохимических условиях образование глауконита не представляет из-за дефицита

калия. Автор в монографии раскрывает физико-химические условия осадков балаханской свиты и доказывает диагенетическое происхождение глауконита продуктивной толщи. При обработке кернового материала скв.1 месторождение Чираг, где был выполнен сплошной отбор керна, было обнаружено слабовыраженной горизонтально слоистый песчаник с мощностью 0,5 м, который при внимательном осмотре легко выявляется гравитационная текстура.

Мы его назвали песчано-турбитидную систему, турбитидные песчаники, которые чередуются по разрезу с пластами плохоотсортированных конгломератов, которые мы отнесли к склоновым отложениям. Песчано-турбитидные системы встречаются только в балаханских отложениях. Появление турбитидов в продуктивной толще не случайно. Мы считаем, что после огромной балаханско-сабунчинской трансгрессии территория продуктивного бассейна увеличилась 2,5 раза и бассейн преобрел глубоководный статус с крутым континентальным склоном. Прогибания областей аккумуляции и воздымание горно-складчатой системы за счет напряженной тектоники продуктивного бассейна имели более интенсивный характер, что обеспечил более активный характер денудационных процессов. В этих условиях на континентальном шельфе непрерывно накопилась огромная масса обломочных пород, которые вследствие гравитационной нагрузки и возможно проявление морятясений, сползали по континентальному склону и образовали более плотные подводные селевые потоки. При

этом грубый осадочный материал задерживался на континентальном склоне, образуя грубозернистые, микроконгломератовые склоновые отложения. А более тонкий, мелкозернистый материал сносился потоками в абиссальную равнину продуктивного бассейна. В абиссальной равнине мутные потоки, потеряв свою энергию, происходили медленное осаждение мелкозернистого песчаного материала среди глубоководных глинистых отложений. В абиссальной зоне образовавшийся горизонтально слоистые песчаные тела называются песчано-турбидитные системы. Эти песчаные тела среди глубоководных глинистых толщ могут быть прекрасными природными резервуарами для образования газовых месторождений в глубоководных структурах Южного Каспия.

Мы впервые определили палеотемпературы количественным методом в мезозой-кайнозойских бассейнах Восточного Азербайджана и Южного Каспия на основании определения значений Ca/Mg индекса и изотопного анализа в раковинах моллюсков. В раковинах беспозвоночных изучено содержания O^{18} . Там, где остатки беспозвоночных отсутствует, использовали седиментологические критерия определения палеотемпературы. Так например, в продуктивной толще и миоцене.

Результаты палеотемпературных исследований изображена в виде диаграммы. На диаграмме полностью отражается древние четвертичные оледенения в том числе в данном отрезке времени чередование климатических

минимумом и максимумом в северном полушаре. Все эти геологические события прекрасно дают свое отражение на Южно-Каспийской впадине и в Восточном Азербайджане.

В диаграмме ясно видно резкое похолодание климата Южного Каспия в позднем плиоцене. На основании этого мы допускаем, что в акчакылское время похолодание климата в мелководье до $+13-14^{\circ}\text{C}$ ясно свидетельствует о том, что на севере в пределах Балтийского и Северного морей и Скандинавий началось оледенение уже в позднем плиоцене. Таким образом, мы допускаем, что четвертичное оледенение на северном полушарии началось еще в позднем плиоцене. Это наше открытие и поэтому следует оледенение северного полушария рассмотреть, как поздеплиоцен-четвертичный.

Мы впервые обнаружили в нижней части балаханской свиты г. Бабазанан тонкие прослойки магнетита – ильменита и песчаные прослои, сильно обогащенные магнетитом, можно было их назвать магнетитовым песчаником, где содержание магнетита в них более 25%. Затем, мы получили магнитную сеперацию большое количество магнититовой пробы, которую исследовали рентген дифрактометрическим, минералогическим и химическими анализами. В этих пробах мы впервые для минералогии продуктивной толщи обнаружили продукт окисления магнетита метастабильный минерал маггемит. Допускаем, что маггемит в продуктивной толще образовался в последующей стадии развития региона на стадии раннего диагенеза за счет длительного воздействия циркуляций подземных вод на магнетитовые прослойки.

Отложения плиоценовых бассейнов достаточно полностью были охвачены фациально-генетическим анализом. Результаты этих анализов разреза плиоцена дискретно иллюстрированы в виде таблицы – диаграммы для отложений раннего и позднего плиоцена в отдельности. В отложениях продуктивной толщи мы за счет фациально-генетических изучений 70 разрезов полевых и глубоких скважин установили 14 фаций, распределения которых иллюстрировано в таблице-диаграмме снизу-вверх в стратиграфическом порядке. Выделенные фации классифицированы в следующих генетических группах – континентальные, субконтинентальные и морские. В качестве континентальной фаций впервые выделена в западных разрезах продуктивной толщи пролювиальная фация. Из переходной группы фации по генетическим признакам удалось выделить пресноводные и солеродные лагуны. Из морских отложений продуктивной толщи по генетическим признакам пришлось выделить фация склонов, фация каньонов и каналов, и самое главное песчано-турбидные системы. Кроме того, нам удалось иллюстрировать в идиализированной блок-диаграмме механизм образования турбидитов на континентальном склоне и пелагической зоне продуктивного бассейна. В таблице-диаграмме наглядно видно в древних литостратонах продуктивной толщи доминируют субконтинентальные отложения, а более молодых литостратонах преимущество занимают морские отложения и в том числе песчано-турбидные системы. А это в свою очередь косвенно доказывает

эволюцию продуктивного бассейна и непрерывными этапами развитие трансгрессии за время формирования отложений продуктивной толщи. В отложениях позднего плиоцена на базе изучения 70 разрезов полевых и глубоких скважин установлены 11 фаций. Из них в континентальных отложениях впервые выделили проювиальные фации; в субконтинентальных отложениях удалось определить пресневодные лагуны, и в морских отложениях по текстурным изменениям доказано в акчагыле прикаспийской впадине широкое распространение отложений течения. Кроме того, по палеонтологическим остаткам доказано широкое развитие пелагических глин в западном борту Южного Каспия. В результате фациально-циклического анализа плиоценовых отложений мы установили шесть циклов. Из них четыре цикла имеют статус мезоцикл, остальные два цикла являются макроциклами; каждый цикл имеет трансгрессивные и регрессивные элементы, которые характеризуются определенной фациальной зональностью.

С помощью фациального строения трансгрессивного и регрессивного элементов циклов, генетических текстурных признаков – оползневые текстуры, глиняные котуны, глубоководных глин с высоким содержанием смектитов, из палеонтологических остатков – пресневодные и соленоводные моллюски, рыбные остатки, известковые водоросли *Coccolithi*, *Nanoplankton*, *Otoliti*, палеогеографические критерия, которые определяет эвстатические колебания уровня плиоценовых бассейнов, изменяются от нуля до 1000 м и одновременно

приблизительно иллюстрировали изменения средних глубин плиоценовых бассейнов.

В монографии много внимания уделяется палеогеографическим исследованиям плиоценовых бассейнов и связанных с ними проблемами. И это не случайно, поскольку составление палеогеографических карт требуют комплексного системного подхода. Фактически составление кондиционных палеогеографических карт требует интеграции всех геологических и геофизических, отчасти геохимических исследований, дабы добиваться получить достоверную информацию о геологическом прошлом изучаемой территории. Прежде всего, мы составили по известной методике В.Е.Хаина, А.Н.Наливкин и Г.Ф.Гращенникова с некоторыми дополнениями автора составлены палеогеографические карты плиоценовых бассейнов. Составление палеогеографических карт опередило составление карты фактического материала. Поскольку карта фактического материала дает возможность читателю правильно оценить насколько объективно проведены экстраполяция и интерполяция палеогеографических элементов, и объективно выполнены для восстановления физико-географических обстановок областей денудаций и аккумуляций. Палеогеографические карты как ясно из выше изложенного составлены в масштабе 1:200000 на фациальной основе, а это значительно повышает достоверность этих карт, которые были составлены по переломным моментам развития плиоценовых бассейнов. Для раннего плиоцена

продуктивной толщи мы выделили в качестве переломного момента – свиты ПК и перерыва и свиты балаханской и сабунчинской. По верхнему плиоцену не пришлось заниматься выбором переломного момента. Поскольку ранний и поздний акчакылские литостратоны мы восприняли как переломный момент развития. Мы выполнили палеогеографические реконструкции плиоценовых бассейнов по ПК свите и балаханы-сабунчинских свит. Из-за отсутствия достаточного фактического материала по свите перерыва палеогеографическая карта не были составлены. На палеогеографических картах иллюстрация помимо контуров областей денудаций и аккумуляций и в изученных разрезах полевых и глубоких скважин указаны данные различные палеогеографические информации, о чем свидетельствует количество более тридцати условных знаков. В палеогеографической карте, в которой область седиментации раннеплиоценового бассейна занимает небольшое пространство на западном борту Южного Каспия и размер дельты палеоволги только в конце нижнего отдела продуктивной толщи достигает Абшеронский полуостров. Бассейн седиментации был мелководным и континентальный шельф неразвит и значительную его территорию занимает эпинеритовая зона. В век ПК свиты Северо-Абшеронская складчатая зона, вернее, ее западная часть и Шемаха-Гобыстанская складчатая зона была область денудации. В структурах Два брата, Банка Абшеронская, Банка Дарвина и в области развития Абшеронской группы структур Балаханская

свита прямо лежит на размытой поверхности сармата, а в структуре Два брата и Яшма море балаханская свита лежит на размытой поверхности нижнего мела. Фактический материал показал в ПК уклон дна был относительно крутой в сторону его центральной части, что подтверждается распространением многочисленных оползневых текстур в песчаниках и глиняных катунов.

Палеогеографическая карта балаханской-сабунчинской свиты заметно отличается от подобной карты свиты ПК бассейна. Здесь наглядно видно формирование нормального континентального шельфа, континентального склона и пелагической части бассейна. Благодаря грандиозной балаханы-сабунчинской трансгрессии продуктивный бассейн приобрел нормальный вид интраконтинентального бассейна, как это наблюдается в современном Южном Каспии, Аралском море, Красном море, Мичиганский бассейн в США или в озере Ньяса в зоне Африканского рога, Мексиканском бассейне и Гвинейском заливе и тд. На карте впервые иллюстрировано распространение в пелагической зоне песчано-турбидитных систем. Здесь образование турбидитов также не случайно, поскольку интенсивная седиментация и напряженная тектоника способствовало образованию оползней в начале континентального склона, которое в свою очередь благоприятствовало образованию суспензионных потоков. Эти потоки достигнув в абиссали и потеряв энергию в спокойной обстановке садились в глинистых глубоководных осадках в виде песчано-турбидитных систем с характерной гравитационной

слоистостью. На карте показана в мелководье образование баровых песчаников за счет деятельности западных и северо-западных ветров. В балаханский век палеоволга сильно расширил свои границы до широты пирсагаат и Булла дениз. На карте показана фациальная зональность палеоволги в Южном направлении. В районе Северо-Абшеронской складчатой зоны палеоволга характеризуется типичной дельтовой фацией. В районе Абшеронского полуострова и абшеронского архипелага она представлена со авандельтовой фацией и наконей, в зоне Бакинского архипелага и прилегающих северных земель характеризуются фацией подводной части дельты. Восточная часть тектонической структуры Абшеронского архипелага, где расположены знаменитые месторождения Гюнешли, Азери, Чирак, судя по петрографическому составу балаханской свиты и ее природные резервуары и другие нефтяные объекты образовались за счет денудации Южной части Туранской плиты спускавшимися небольшими реками. К сожалению, по сей день в геологической литературе образование нефтегазовых объектов балаханской свиты (V, VI, VII, VIII и X горизонты) месторождений Гюнешли, Азери, Чирак связывает с палеоволгой. На западной части Восточного Азербайджана, где 100-150 км от берегов современного Южного Каспия на палеогеографической карте иллюстрированы бассейны рр. Гирдыманчай, Ахсучай, Гекчай зоны развития пролювиальных и аллювиальных отложений с пластинками и линзами гипса сабунчинской свиты.

Для отложений позднего плиоцена по западному борту Южного Каспия и на территории центрального Азербайджана составлены для раннего и позднего акчакыла две палеогеографические карты, которые являются очень информативными, где на многочисленных условных знаках иллюстрированы контуры областей денудации и аккумуляции обширной пелагической зоны.

Область развития пресноводных лагун и заливов, а также в районе Прикаспийской впадины установлена зона распространения прибрежных течений. Для точного определения депоцентра и геометрической оси бассейнов на карту были нанесены изопахиты, которые наглядно иллюстрируют декомпенсированный характер прогибания акчакылских бассейнов.

Палеогеографические карты составлены в масштабе 1:500 000, поскольку мы не ограничивались изучением разрезов Восточного Азербайджана и одновременно охватили Южный склон Большого Кавказа, Аджиноурской впадины, Гянджа-Басарский регион и значительную часть Нижне и Средне Куринской впадин. Как ранние, так и поздние акчакыльские бассейны по расчленности области денудации, батиметрии и фациальной зональности между собой заметно отличаются. Раннеакчакылский бассейн является глубоководным, последний занимает 50% территории. Здесь из-за декомпенсированного осадконакопления бассейн углубляется до 1000-1500 м, где накопились темно-серые смектитовые глины, которые богаты остатками рыб, известковыми водорослями, наноплактонами и отолитами.

В раннем акчагыле депоцентр находится в Аджиноурской впадине, а геометрическая ось расположена несколько сотен км-ов на западе от этого места при центральной части современного Южного Каспия. Поздний акчагылский бассейн является мелководным с обширным развитием в Аджиноурской впадине и Гянджа-Басаре пресноводных лагун и заливов со специфической пресноводной моллюсковой фауной.

Депоцентр позднего акчагыла находился на западе среднекуринской впадине, а геометрическая ось бассейн по сравнению раннего акчагыла мало переместилась на западный борт Южного Каспия. В позднем плиоцене области денудации были низко рельефными и слаборасчлененным и с вялым тектоническим режимом, что легко доказывается маломощностью накопленных осадков, и их низкой скоростью накопления, а также мезомиктовыми петрографическим составом обломочных пород.

В монографии впервые рассматриваются строение, морфология и формационная сущность плиоценовых отложений Восточного Азербайджана и Южного Каспия. Если в целом упомянуть по литературным данным состояние изученности формации, то первое упоминание о молассовых формациях Азербайджана принадлежит известному азербайджанскому тектонисту А.Ш.Шихалибейли, который еще в середине прошлого столетия выполнявшую прекрасную работу по изучению геологического строения Азербайджанской части Малого и Большого Кавказа, выделил в составе неоген-

четвертичного структурного этажа мощную молассовую формацию. Эти формации представлены грубозернистыми осадочными материалами, которые образовались за счет орогенеза Малого и Большого Кавказа, и интенсивной денудации продуктов воздымания и отложения продуктов рамыва вновь образовавшихся в передовых и межгорных прогибах. Выделенные А.Ш.Шихалибейли молассовые формации соответствуют орогенной стадии развития тектогенеза Малого и Большого Кавказа. Этот автор молассовые формации Малого и Большого Кавказа классифицировал на два больших формаций. Более древние олигоцен-миоценовые назвал морскими молассаами. Другими словами, они были названы шлировые формации. А неоген-четвертичный осадочный чехол им именован континентальной молассовой формации. В основе выделения осадочной формации А.Ш.Шихалибейли, положил концепцию В.В.Белоусова, которая определявшая по стадию развития геосинклинали; т.е. применение тектонический принцип выделения формации.

Кстати, мы должны заметить, что в бывшем СССР существовал четыре направления формационного анализа – тектоническое, стратиграфическое, металлогенетически и фациально-генетические. Из них тектоническое направление было наиболее развито и вокруг себя собрал много сторонников – В.В.Белоусов, В.Е.Хаин, В.М.Херасков, М.В.Сейлер, М.Ю.Касыгин, В.Н.Мурадов и др., металлогенетические направления усиленно пропагандировал С.М.Шатский. Из этих направлений фациально-генетический метод выделения формаций

является наиболее фундаментальным и по этому методу формационный анализ проводится на основании изучения больших количества разрезов базируется на конкретные факты и критерий. По этой методике выделенные осадочные формации имеют конкретные границы, объем и морфологию и зачастую циклические строение.

Выделенные А.Ш.Шыхалибейли молассовые формации Кавказа базируются на теорию фиксизма и связаны этапами развития геосинклинали для своего времени, эти работы являлись шагом вперед. Однако размер этих молассов грандиозный и их мощность оценивается в 10-15 км. Для понимания этапов развития геосинклинальной теории они сыграли положительную роль. Однако они являлись огромной геогенерацией, скорее всего мегаформацией. Внутри этой мегаформации локализованы различные формации и субформации, сущность и строение которых не были раскрыты. Они не могут быть использованы для палеогеографических реконструкций, уточнение истории геологического развития регионов, и наконец, в детализации развития отдельных тектонических элементов неоген-четвертичного структурного этажа.

Мы в основу формационного анализа плиоценовых отложений Азербайджана клали ландшафтно-тектонический план, локализованный в данной территории, и находился в определенном стратиграфическом интервале, а также учет эволюции бассейна с момента заложения период расцвета и замыкание бассейна седиментации. Такая методология

позволяет в пределах одной или двух стратиграфических единиц выделить осадочную формацию с конкретной морфологией, границой с фаціальным, циклическим и петрографическим строением. Выше мы отметили, что в основу формационного анализа клали фаціально-генетический анализ разрезов определенных стратиграфических комплексов, интервалов, выдвинутых Н.М.Страховым с некоторыми дополнениями автора.

И так, для начала формационного анализа очень важно определить тип осадочного бассейна в какой структурной единицы он находился, какая физико-географическая обстановка была и какому климатическому типу литогенеза бассейн принадлежит. Формация с позиции геогенерации является крупным геологическим телом, на образование каждого израсходуется десятки миллионов лет. Формирование формации начинается с заложением бассейна седиментации и завершается его замыканием-«умиранием». Важно знать в каком типе бассейна осадочная формация формируется (эпиконтинентальный, интраконтинентальный, плоскодонный, плитоформенный, рифтогенный, платформенный, геосинклинальный, троговый, линейный, океанический и тд.).

Начало и конец границы формации должны соответствовать зонам регионально стратиграфическим, либо же, тектоническим несогласиям. Если этих параметров не были установлены, это означает, что образование формации не завершилась. Ее нельзя

выделить как крупное сложное геологическое тело, как геогенерация.

Выделение осадочной формации по литологическому составу осадочных толщ, или в ее строении наличие тех или иных полезных ископаемых, либо же выделение формации по фазе или под фазы тектогенеза может быть оценена как эмпирический подход к формационному анализу осадочных толщ. В результате такого подхода полученный геологический материал вряд ли достоверно может быть использованы для уточнения истории геологического развития региона, или же детализации тектонического строения тех или иных структурных этажей, при палеогеографической реконструкции или при выяснении закономерности распределения осадочных полезных ископаемых в стратисфере. По отмеченной методике мы выполнили формационный анализ плиоценовых отложений Восточного Азербайджана и Южного Каспия. По описанной методике формационного анализа, мы убедились, что продуктивная толща раннего плиоцена и акчакыл позднего плиоцена представляют собой самостоятельные осадочные формации, которые принадлежать к молассовым формациям.

Раннеплиоценовую формацию мы именовали пестроцветная, терригенно-глинистая молассовая формация и позднеплиоценовая формации мы называли сероцветная песчано-глинистая молассовая формация. Морфология и фациально-циклическое строение этих формаций иллюстрированы в трех формационных профилях, которые проведены в северной и южной частях

плиоценовых бассейнов восточного Азербайджана и Южного Каспия.

Прежде всего, эти два молассовые формаций по морфологии и сложному фациально-циклическому строению между собой сильно отличаются. Как ясно из формационных профилей пестроцветная терригенно-глинистая молассовая формация раннего плиоцена судя по горизонтальному и вертикальному профилю представляет собой грандиозную макролинзу еще раз подтверждающего ее принадлежность к интраконтинентальному типу бассейну. В противоположность этому сероцветная песчано-глинистая молассовая формация имеет линейное строение и доказывает ее принадлежность эпиконтинентальному бассейну гумидного литогенеза. Последняя еще раз характеризуется малыми мощностями и простым фациально-циклическим строением. Что касается формирования плиоценовых формаций, и тут они имеют весьма различные условия, в осадочной толще плиоцене Восточного Азербайджана и Южного Каспия.

Заложение раннеплиоценового продуктивного бассейна произошло в конце плиоцена, благодаря коллезионным процессам за счет сжатия Евроазиатского и Аравийско-Нубийской плиты. Океанический бассейн Малого Кавказа и окраинное море Большого Кавказа, Талышской складчатой системы, Большой Балхан и Копетдаг подвергались континентальному орогенезу и воздыманию. Благодаря сохранению изостазии в этой части земной коры Палеоюжной Каспий подвергался рифтогенному растяжению и его мощный осадочный

чехол, включая маломощные палеозойские отложения, стал по глубинным разломам (Восточный Туркменский терраса и Западный Каспийский разлом) спускаться с раздроблением фундамента на отдельные крупные блоки. Один из блоков был поднят и образовал выступ Година. После рифтогенного растяжения территории палеоюжного Каспия образовавшаяся на его место рифтогенный бассейн грабенного типа впадина стала заполняется пресными водами палеорек, спускающихся с Большого и Малого Кавказа, Талышской горной системы и с востока, за счет вод Палеоузбоя и Палеоамударя началось формироваться самостоятельный водный бассейн калинской свиты, размер которого не превышал границы обрамления современного Южного Каспия. В то же время калинский бассейн, характеризующийся мелководьем и средняя глубина, судя по зональности фаций не превышает в пределах 150-200 м.

Изучение разрезов нижнего отдела продуктивной толщи фациально-циклическим методом показал, что он из трех мезоциклов с трансгрессивным и регрессивным элементами циклов их фациальная зональность и еще выклинивание более древних литостратонов в западном и восточном направлениях ясно иллюстрируют наряду с регрессивным отступлением преимущественно трансгрессивное развитие бассейнов нижнего отдела продуктивной толщи. Продолжительность нижнего отдела продуктивной толщи Д. Гроувс определяет $750 \cdot 10^3$ лет. Судя по фациальной зональности и петрографическому составу, гранулометрии и более мощными пачками обломочных пород в ПК бассейне регрессивная обстановка

доминировала. О чем свидетельствуют оползневые макротекстуры в массивных песчаниках преимущественно кварцевого состава. А это в свою очередь характеризовал в ПК век дельта палеоволги прорвали Абшеронский полуостров и ее подводная часть достигла до тектонической зоны Бакинского архипелага.

Во время формирования третьего мезоцикла эвстатический уровень заметно поднимался в век НКП он составляет примерно +50 (+70) м. А Палеоволга за счет развития трансгрессии отступила до Абшеронского полуострова. В это время в значительной части западного борта питалась терригенным материалом за счет палеокуры и палеоаракса. В век образования НКГ за счет длительной трансгрессии площадь продуктивного бассейна заметна увеличилась и границы бассейна отодвинулась на запад и восток. Эвстатический уровень судя по фациальной зональности поднялось до +250 (+300 м) глубина бассейна колебалась 200-300 м-ов.

Верхний отдел продуктивной толщи с продолжительности более $1 \cdot 10^6$ Ма состоит из двух циклов-нижний цикл по размеру определяется как макроцикл, и мы именовали его балаханы-сабунчинский. Второй сураханский цикл мы определили по размеру как начальный мезоцикл.

Начало четвертого макроцикла целиком укладывается в объеме свиты перерыва, который характеризуется доминантной ролью регрессивной обстановки. В это время в век СП продуктивный бассейн, благодаря преимущественной регрессии обмелился и распал на

лагуны, заливы и мелкие озера. Абсолютный возраст СП Д.Гроувсом определяется как $50 \cdot 10^3$ лет. При этом образовался преимущественно обломочные породы с общей мощностью 120 м.

Балаханы-сабунчинская часть мегоцикла можно сказать целиком носит трансгрессивный характер. Размер трансгрессии несколько огромный, что продуктивный бассейн увеличил свою территории в 2,5 раза и достигла на западе бассейна р. Турянчай Агдашского района и на южной части бассейна достигала до поселков Мурадханлы и Гаралы. А на востоке граница продуктивного бассейна раздвинулась до западно-Туркменской впадины. Такие огромные расширения продуктивного бассейна обусловлено подъемом его эвстатического уровня до 800 - 1000м. Прежде всего, резкий подъем эвстатического уровня обеспечил Палеоволги отступить на север и на западе произошло стекание рек Палеосамура, Палеопирсаагата, сравнительно крупные реки дельты Кура и Аракса. А на востоке бассейна большая масса пресных вод стекала Палеузбом, Амударей и небольшими реками с горной системы Копетдага. Продолжительность балаханы-сабунчинской трансгрессии определяется $800 \cdot 10^8$ Ма. Лишь в начале трансгрессивного элемента были кратковременные регрессии, которые являлись причиной образования IV, V, VI, VII, VIII, IX, X нефтяных объектов.

В балаханы-сабунчинской трансгрессии сформировался интраконтинентальный бассейн, который приобретал нормальный континентальный склон и глубоководную абиссальную часть, где формировались

фации континентального склона и турбитидные песчаные системы.

Составленные региональные формационные профили ясно иллюстрируют ее ассимметрическое строение. Это выражается локализацией депоцентра в мельководье в нижней части континентального шельфа. А геометрическая ось находится в пелагической части с накоплением малых мощностей (2000-25000 м). Такая локализация важнейших элементов продуктивного бассейна обусловлена декомпенсированным прогибанием в пелагической части, где произошли накопление глубоководных серовато-бурых глин с массивными пластами турбитидных песчаных систем.

Пятый мезоцикл был назван сураханским, который имеет неполное ассимметрическое строение. Мезоцикл начинается преимущественно буровато-серыми глинистыми отложениями, а в верхней части цикла доминируют песчано-глинистые породы. Это связано с тем, что в сураханский век трансгрессия была полностью остановлена и резко упала эвстатический уровень до 150-200 м. а в дальнейшем за счет обмеления и опреснения продуктивного бассейна, он раскололся на лагуны, заливы и мелкие озера. Климат остался субаридным. В изолированных лагунах за счет летнего испарения произошло сульфатный галогенез. В качестве примера можно указать развитие сульфатных лагунов - Бабазанский, Кяниздагский и Булла-дениз.

Продолжение регрессивного цикла в конечном счете способствовало полностью осушению бассейна и

образованию на его месте полупустынной равнины. Этим завершилось формирование пестроцветной терригенно-глинистой молассовой формации. После замыкания продуктивного бассейна абсолютный возраст континентального режима составил $1,1 \cdot 10^6$ Ма. На контакте продуктивной толщи и акчакры длительная продолжительность континентального режима обусловил формирование континентального горизонта, который хорошо регистрируется сейсмической разведкой МОГТ и этот горизонт А.Н.Гаджиевым индексирован как СГ – I. Пестроцветные молассы раннего плиоцена принадлежать аридному литогенезу. Формирование пестроцветной терригенно-глинистой молассовой формаций раннего плиоцена началось с момента заложения продуктивного бассейна на поверхности Палеоюжного Каспия в результате коллизионных процессов за счет сжатия Евразийской плиты с стороны Аравийско-Нубийской плиты. Формация образовалась и формировалась за 1.9 Ма лет в грабенного типа (вернее псевдограбенного или субграбенного типа) бассейна вследствие рифтогенеза благодаря воздыманию Большого и Малого Кавказа, Талышской складчатой системы, а на востоке за счет подъема Туаркира, Большого Балхана и Копетдагской горной системы. Пестроцветная терригенно-глинистая формация формировалась в бассейне субграбенного типа интенсивного прогибания за счет рифтогенеза и масштабного накопления песчано-глинистых осадков. Благодаря активной денудации, окружающий бассейн горно-складчатых систем, с участием Палеоволги

денудирующий осадочный чехол русской плиты. Пестроцветная формация по морфологии принадлежит гигантскому макролинзе за счет активного тектогенеза и сложному фациальному строению, она характеризуется этапным трансгрессивным строением и преобрела полуцилиндрическую форму. Формирование формации завершается через 1.9 Ма лет, когда продуктивный бассейн за последний $150 \cdot 10^3$ лет обмелел и распал на лагуны, заливы и мелкие озера. В конечном счете, продуктивный бассейн высыхает и превращается в полупустынную равнину.

Совершенно на другом плане формирование сероцветной песчано-глинистой молассовой формации, которая принадлежит позднему плиоцену акчакылского бассейна. Данная формация формировалась с момента заложения акчакылского бассейна, благодаря проникновению со северо океанских вод в русскую равнину, предуральский прогиб, прикаспийскую низменность, каспийское море; на востоке Южно-Мангышлакскую впадину за счет подъема уровня (50-60 м) северного океана. Затем знаменитая акчакылская трансгрессия охватила Куринскую и Рионскую впадину, соединил Черное море с Каспийским морем и достигла до пролива Дарданела и Мраморного моря. По данным греческих геологов следы акчакылской трансгрессии установлены среди динаридов - при создавшиеся геологической обстановки одновременно как бы вновь реабилитировался океан восточный паратетис. Сероцветная молассовая формация формировалась в

огромном субокеанском бассейне в условиях гумидного литогенеза в вялом тектоническом режиме в условиях слабого прогибания и слабой денудации окружающих бассейнов горных систем. Сероцветная формация завершила своего существования и развития вследствие обмеления, расчленения на лагуны и заливы, и опреснения верхнеакчакылского бассейна. Сероцветная песчано-глинистая формация является моноциклическим и характеризуется более простым фациальным строением. Они образовались в умеренно холодном гумидном климате на подобие современного Балтийского моря.

В заключении монографии рассматриваются выявление связи литогенеза плиоценовых отложений с тектоническими и геодинамическими процессами, являющимися актуальной проблемой и важнейшей парадигмой седиментологии.

В данном случае наша задача с помощью литогеодинамических индикаторов представляет выяснить связь и сущность литогенеза плиоценовых отложений с тектоническими процессами и на этой основе создать седиментолого-тектоническую модель плиоценовых бассейнов. Поставленная задача была выполнена на основании изучения геодинамических критериев плиоценовых отложений, а также для решения этой задачи были широко использованы результаты бассейнового анализа, фациально - палеогеографических реконструкций, промыслово-геофизических данных (ГИС), что удалось определить седиментолого-тектонические типы плиоценовых бассейнов; и уточнить историю

геологического развития плиоцен - антропогенного структурного этажа Южного Каспия и Восточного Азербайджана.

Седиментологические тела или седиментологические критерии, которые раскрывают сущность геодинамических процессов, их образования именуется литогеодинамическими индикаторами. Совокупность литогеодинамических индикаторов называется литогеодинамическими комплексами. При создании седиментолого-тектонической модели плиоценовых бассейнов Южного Каспия были использованы более десятков литогеодинамических индикаторов. Перечень этих литогеодинамических индикаторов ясно указано в заключительной главе монографии. Затем, на основании собранных литогеодинамических индикаторов нам удалось определить пять седиментолого-тектонических этапов развития плиоценовых бассейнов. фактически эти пять седиментолого-тектонические модели развития плиоценовых бассейнов состоит из следующих этапов: Калининский, Кирмакинский, Балаханский, Сураханский и Акчакылский. Наименование и абсолютный возраст и другие характеристики содержания этапов иллюстрировано на фундаментальном рисунке, состоявшем из двенадцати колонок. Мы в результате фациально-генетического, фациально-циклического и наконец, бассейнового анализ и систематизации существующих регионально-геофизических, сейсмостратиграфических, промыслово-геофизических информации, а также интерпретации литогеодинамических комплексов пришли к

заклучению, что раннеплиоценовой бассейн ЮКВ является интерконтинентальным, рифтогенным (вернее субрифтогенным) грабенного типа бассейном. Этот бассейн характеризуется пятью седиментолого-тектоническими этапами развития. Каждый этап развития дискретно раскрывает седиментолого-тектоническую сущность плиоценовых бассейнов. Из этих бассейнов раннеплиоценовый принадлежит к аридному литогенезу, а позднеплиоценовый-гумидному литогенезу. Раннеплиоценовый бассейн относится к интраконтинентальному типу; позднеплиоценовый бассейн является эпиконтинентальным открытого типа морским бассейном. Его развития характеризуется моноциклическим, моноседиментолого-тектоническим этапом развития.

Литература

1. Абдуллаев Назим, Райен Григори, Боуман Ендрю. История осадконакопления продуктивной толщи плиоцена в Южном Каспии с учетом погружения бассейна. АНХ, 2010, № 5, стр. 6-13.
2. Алиев А.Г. Петрография продуктивной толщи Кобыстана. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1947, 120 с.
3. Алиев А.И. Оценка Южно-Каспийской впадины в ряду крупных и крупнейших нефтегазоносных осадочных бассейнов Мира // Известия НАНА. Серия наук о Земле, 2006, № 3.

4. Алиева Л.И. Палеоэкологическая характеристика акчакыльских отложений Западного Азербайджана: Автореф. дис... канд. г.-м. наук. Баку, 1972.
5. Алиева Э.Г. Фация и цикличность формирования нефтематеринских толщ и резервуаров мезокайнозойских осадочных бассейнов Западного борта Каспийской Мегавпадины: Автореф. дис... док. г.-м. наук. Баку, 2005, 50 с.
- 5а. Ализаде А.А. Палеогеография бассейна Балаханского яруса. Баку, АЗИНТИ, 63 с.
6. Алиханов А.Н. Нефтегазоносность и нефтяные месторождения Каспийского моря. М.: Недра, 1977, 369 с.
7. Атлас осадочных пород нефтегазоносных областей Азербайджана /Под ред. А.А.Али-заде, Э.А.Даидбекова, М.: Недра, 1971, 416 с.
8. Ахмедов А.М. и др. Стратиграфическое расчленение и литофациальная характеристика продуктивной толщи Прикуринской низменности//АНХ, 1961, № 2
9. Бабаев Д.Х., Гаджиев А.Н. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности бассейна Каспийского моря. Баку: Nafta-Press, 2006, 304 с.
10. Батурин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. М.: Из-во АН СССР, 1937, 297 с.
11. Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Недра. 1968, 206 с.
- 11а. Велиев С.С., Тагиев Б.Н. К вопросу изменения уровня Каспийского моря и его палеогеографии в эпоху продуктивной толщи в свете новых данных. Азербайджанское нефтяное хозяйство, № 01, 2012, стр.17-23.

12. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975, 260 с.
13. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд. АН СССР, 1962, 200 с.
14. Бурлин Ю.К., Крылов Н.А., Лебедев Л.И. Осадочные формации континентальных окраин и их нефтегазоносность. КН.: Формация осадочных бассейнов М.: Недра, 1985.
15. Бурзенкова И.И., Гончарова И.А., Илбина Л.Б. и др. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса. Советская геология, 1984. № 9. Стр. 37-49.
16. Бенеславский С.В. Минералогия бокситов, госгеолизлат 1963, стр.170.
17. Бардоши Д., Карстовые бокситы. Из-во «Мир» Москва 1981, стр. 113.
18. Вассоевич Н.Б. Слоистость и формации // Известия АН СССР, Серия геологическая, 1950, № 2.
19. Волаж Ю.А. Сейсмостратиграфия как метод изучения седиментационных бассейнов и сейсмостратиграфические исследования при поисках нефти и газа. Алма-Ата: Наука, 1986.
20. Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия / Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания, Изд. МГУ, 2003, 430 с.
21. Геология Азербайджана: Литология, Том II, Баку: Nafta-Press, 1999, 261с.
22. Геология Азербайджана: Стратиграфия, Том I, Часть II, Мезокайнозой. Nafta-Press, 2007, 578 с.
23. Горбунова Л.И. Глауконит в меловых отложениях Русской платформы как индикатор фациального анализа.

Бюлл. МОИП отд. Геол. 1965, № 5, с. 86-91.

24. Горбунова Л.А. Глауконит в юрских и меловых отложениях центральной части Русской платформы. Труды Института геологических наук. М.1950. вып.114, стр. 65-102
25. Дадашов Ф.Г. и др. Муганский моноклинал. Баку: Nafta-Press, 20 06, 182с.
26. Данбар К. и Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М.: Мир, 1962, 430 с
27. Зонештайн Л.П., Кузмин Л.И. и др. Тектоника литосферных плит на территории СССР. Книга 2, М.: Недра, 1990
28. Исмаилзаде А. Д. Грабен-рифтогенная природа Куринского-Южно- Каспийской впадины и закономерность размещения в ней нефти и газа // Труды международного совещания-семинара. Новейшая тектоника и ее влияние на формирование размещение залежей нефти и газа, Баку: Нафта-пресс, 1999, с. 60-65
29. Исмаилов Р.Ш. Глубинная структура и нефтегазоносность Западного борта Южно-Каспийского впадины и прилегающей части Нижне- Куринской депрессии: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Баку: 1990, 25 с.
30. Караев Т.С. Пресноводные моллюски верхнего плиоцена и эоплиоцена Западного Азербайджана и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Баку: 1985, 25 с.
31. Кенгерли Т.Н. Погребенные мезозойские комплексы Большого Кавказа в структуре Гусар-Девичинского наложенного прогиба // Azərb. Geofiziki yeniliklər, 2007, № 2.
32. Керимов К.М., Хейров М.Б., Рахманов Р.Р.

- Нефтегазоносность Южно- Каспийской впадины. Баку: 2001, 316 с.
33. Коссовская А.Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. М.: Изд. АН СССР, 1954, с. 110.
34. Кочарли Ш.С. К вопросу корреляции и изминения разреза продуктивной толщи на западном борту Южно-Каспийской впадины // АНХ, №6, 2009, с.7-10.
35. Крашенинников Г.Ф. Учения о фациях. Изд «Высшая школа», М.: 1971, 210 с.
36. Кунин Н.П. Строение литосферы континентов и океанов. Недра, 1989, 286 с.
37. Кунин Н.П. Теоретические основы сейсмостратиграфического анализа. В кн.: Сейсмостратиграфические исследования в СССР, М.: 1990, с. 32-44.
38. Лебедев Л.И., Холодов В.Н., Юсиф-заде Х.Б., Нариманов А.А., Пашалы Н.В. Каспийское море (геология и нефтегазоносность). М.: Наука, 1987, 450 с.
39. Лебедев Л.И. Лавинная седиментация и изменения уровня океана, перерывы в пелагическом осадконакоплении глобальные закономерности малоокеанологии. М.: Наука, 1984, 280 с.
40. Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978, 110 с.
41. Лицицин А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах // Литология и полезные ископаемые, 1983, № 5.
42. Маккензи Д.П. Тектоника плит. В КН: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1978.
43. Мамедов А.В. Каспийское море в мезозое и кайнозое //

Известия НАНА Серия Наук о Земле, 1998, № 1. с.9-10.

44. Мамедов П.З. Сейсмостратиграфические исследования геологического строения осадочного чехла Южно Каспийской мегавпадины в связи с перспективами нефтегазоносности: Автореф. дис. ... док. г.-м. наук. Баку: 1991, 50 с
45. Мамедов П.З. Сейсмостратиграфические (возрастные) подразделения осадочного чехла ЮКМВ // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов, 2007, №1, с. 103-117.
46. Мамедов П.З. О причинах быстрого прогибания земной коры в Южно- Каспийской впадине // АНХ, 2008, № 1, с. 8-18.
47. Методы изучения осадочных пород. Том I и II. М.: Гостоптех, 1957.
48. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964.
49. Менард Г.В. История океанских котловин. В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1978.
50. Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт/под ред. В.Е.Хаина, А.В.Хабакова, А.И.Наливкина, Г.Ф. Крашенинникова, Новосибирск: СОАН СССР, 1963, 135с.
51. Нариманов Н.Р. Геодинамические аспекты формирования осадочного чехла Южно-Каспийской впадины // Геология нефти и газа, 2003, № 6.
52. Неручев С.Г. Опыт изучения гидродинамических условий осадконакопления в акчакыльском бассейне / Геол. сб. ВНИГРИ, КН.: II, 1953.
53. Никитин А.В. Седиментационная ритмичность и сопоставление разрезов среднего плиоцена ЮКВ. В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносность впадин внутренних

- морей, М.: Наука, 1981.
54. Никитин А.В. О сопоставлении разрезов продуктивной толщи Абшеронского и Бакинского архипелагов. В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений, М.: Научные труды, ИГ и РГИ, 1976.
55. Осадочные бассейны: методика изучения, строения и эволюция. Изд. Научный мир, Москва: 2004, 600с.
56. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1982.
57. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Силвер В. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976
58. Потапов И.И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Абшерона. Изв. АН Азрб. ССР, 1947, № 2.
59. Потапов И.И. О происхождении продуктивной толщи Абшерона / Тр. Ин - та геологии АН Азрб. ССР, Т. 5, 1954, 170 с.
60. Проблема изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука, 1983, 207 с.
61. Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986.
62. Сейлер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. Часть I и II, Ленинград: 1966, 1968.
63. Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981, 340 с.
64. Семененко С.В. Стратиграфическая корреляция миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса (Средиземное море): Автореф. дис... док. г.-м. наук. М.: 1984.
65. Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М. Наука, 1980, 243с.
66. Стерлинг Ч. Разведочно-поисковые работы по выявлению углеводородов в турбидитных системах / Международный симпозиум - Тезисы докладов, Баку: 1996,

с. 46-47.

67. Страхов Н.М. Основные теории литогенеза: Том 1-III, М.: Изд АН СССР, 1960-1962.
68. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза / Тр.ГИН АН СССР, вып. 292, М.: Наука, 1976, 340 с.
69. Султанов А.Д., Горин В.А. Продуктивная толща Западного борта Южного Каспия. Баку: Азернешр, 1963 290 с.
70. Тимофеев П.П. Проблема изучения осадочных формаций: В кн.: формация осадочных бассейнов. М.: Наука, 1985.
71. Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, 340 с.
72. Фролов В.Т. Генетические типизации морских отложений. М.: Недра, 1984.
73. Феодоров П.В. Стратиграфическая схема Каспийских и четвертичных отложений. БМО ИП отдел Геологический, Том 27, вып. 4, 1962.
74. Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1950, с.245.
75. Хаин В.Е. Основные черты структуры орогенных поясов Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока // Вестник МГУ, Сер. геология 1969, № 1.
76. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 2005, 560 с.
77. Хаин В.Е., Славин В.И. Раннекиммерийские геосинклинальные проблемы севера центральной части Средиземноморского пояса // Вестник МГУ Сер. Геология, 1980, № 2.
78. Хаин В.Е. Проблема происхождения и возраста Южно-

- Каспийской впадины и ее возможные решения //Геотектоника, 2005, №1, с. 40-44.
79. Халифазаде Ч.М. Вариация магнезиальности в раковинах современных и древних беспозвоночных и вопросы палеотемпературы // Ученые записки БГУ, сер геолого-геофизическая. 1973, № 4.
80. Халифазаде Ч.М., Аббасов Э.И. Новые данные об изменении глинистых покрывок ПТ на больших глубинах Западного борта Южного Каспия // *Azərbaycan geoloqu*, 1999, № 1, с. 85-96.
81. Халифазаде Ч.М., Аббасов Э.И. О распространении смектитов ПТ на больших глубинах Западного борта Южного Каспия // Литология и полезные ископаемые, 1989, № 2.
82. Халифазаде Ч.М., Гурбанов В.Ш., Мамедов И.А. О распространении глауконита в промышленных коллекторах морских месторождений // АНХ, 1996, №5, с. 3-8.
83. Халифазаде Ч.М., Магамедов А.И. Среднеюрские отложения Восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1981, 270 с.
84. Халифазаде Ч.М. Мурсалов В.А. О палеогеографической модели века балаханской свиты западного борта Южного Каспия // АНХ, № 10, 2007, с. 6-10.
85. Халифазаде Ч.М., Мурсалов В.А. О распространении песчано- турбидитных систем в продуктивной толще западного борта Южного Каспия как новый тип природных резервуаров // *Azərbaycan geoloqu*, № 2, 2004, стр. 65-73.
86. Халифазаде Ч.М., Мурсалов В.А., Гусейнов Р.А. Южно-Каспийский плиоцен-антропогенный межгорный рифт-грабневый бассейн / VIII Международная конференция: Новые идеи в науках о Земле, М.: 2007, с. 385-386.

87. Халифазаде Ч.М., Талыблы А.Р. О новых признаках наличия галогенеза в продуктивной толще Нижне Куринской впадине // АНХ, 2006, № 12, с. 5- 8.
88. Халифазаде Ч.М., Талыблы А.Р., Мурсалов В.А. Структурноформационная характеристика раннеплиоценового рифт-грабенного бассейна Южно-Каспийской впадины // Bakı Universitetinin Xəbərləri, 2006, №3, с. 113-118.
89. Халифазаде Ч.М., Гашимов С.М. Палеогеография раннего плиоцена в пределах западного борта Южного Каспия и прилегающих районов Азербайджана. Горно-геологический журнал, № 3-4, 2018, стр.36-43.
90. Халифазаде Ч.М. и др. Фациально-палеогеографические условия образования продуктивной толщи в пределах западного борта Южного Каспия. АНХ, 2018, № 9, с.25-33.
91. Халифазаде Ч.М. и др., Литолого-петрографические и фациально-генетические критерии для определения объема, генезиса и границы распространения «Абшеронской фации» в пределах западного борта Южного Каспия. АНХ, 2018, № 11. С 5-11.
92. Халифазаде Ч.М. и др., Структурно-формационная характеристика нижнеплиоценового рифт-грабенного бассейна ЮКВ. Новости БГУ, 2002 №3, стр. 113-118.
93. Халифазаде Ч.М., Гурбанов В.Ш., Нариманов Н.Н. и др., Перспективы нефтегазоносности фундамента Южно-Каспийской впадины. Нефть, газ и бизнес, 2012 №3, 24-34.
94. Халифазаде Ч.М., Гурбанов В.Ш. и др.,

- Палеогеографическая модель среднеюрских отложений прикаспийской впадины Азербайджана. «Azerbaijan geologist» 2012, № 15, стр. 128-135.
95. Халифазаде Ч.М., Мурсалов В.А., Строение молассовых формаций плиоцена западного борта Южного Каспия. «Нефть, газ и бизнес» 2012, № 1, стр. 10-18.
96. Халифазаде Ч.М., Талыблы А.Р. Новые данные о палеогеографических условиях образования продуктивной толщи Нижне-Куринской впадины. «Новости геофизики в Азербайджане» 2015, № 4, стр. 5-12.
97. Халифазаде Ч.М., Талыблы А.Р. Новые данные о стратиграфической схеме продуктивной толщи Нижне-Куринской впадины. Нефть и бизнес, № 2, 2015. Стр.23-31.
98. Халифазаде Ч.М., Мурсалов В.Р. Новые данные о тектонических типах палеоморфологии, батиметрии и климате плиоценовых бассейнов ЮКВ. Горно-геологический журнал. № 3-4., стр. 3-7.
99. Халифазаде Ч.М. Новые данные о палеотемпературе мезокайнозойских и антропогенных морей Южно-Каспийского бассейна и Восточного Азербайджана. АНХ, № 4. 2015, стр. 3-9.
100. Халифазаде Ч.М. и др., Распространение и генезис аутигенного глауконита в продуктивной толще морских месторождений. АНХ № 6, 2018, стр. 3-9.
101. Халифазаде Ч.М., Мамедов И.А. Литогенез и палеогеография эоценовых отложений междуречья

- Куры и Габырры. Баку 2017. Стр. 196.
102. Хабаков А.В. Берлин Т.С., Са/Mg отношение в рострах белемнитов и палеотемпература// БМОИП Сер.геол. ТХII 1968. Вып 3,206 с.
103. Чумаков И.С., Бызова С.А. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М., Наука 1992, 97 стр.
104. Шатский Н.С., Вебер В.В. Миоцен юго-восточного окончания Кавказа. БМОИП, отдел. Геол. Г.1X, 1931
105. Шихалибейли А.Ш. Геологическое строение и развитие южного склона Азербайджанской части Большого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1956, с.160.
106. Шихалибейли А.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоника Азербайджана. Баку: Элм, 1996, 216 с.
107. Шихалиев Ю.А. Литофациальный контроль сейсмического волнового поля осадочного разреза: Технология и результаты // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов, 2007, №1, с.77-85.
108. Шихлинский А.Ш. Геология и нефтегазоносность Нижнекуринской впадины. Баку: Азернешр, 1964.
109. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный Мир, 1998, 145 с.
110. Шутов В.Д. Граувакки-классификация и условия образования: Автореф. дис. ... док. г.-м. наук. М.: 1965, с. 50.
111. Эфендиев А.А. Геология и нефтегазоносность нижнего отдела среднеплиоценовых и миоценовых отложений Западного борта Южно- Каспийской впадины: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Баку: 1992,

25 с.

112. Ширали И.Я., Юсифов М.Г., Мамедова М.А. и др. Происхождение абшеронской фации продуктивной толщи и ее ареалов в Южном Каспии. АНХ, 2019, № 2, стр.3-12.
113. Hüseynov R.A., Xəlifəzadə Ç.M. Şimali Abşeron qırışıǵı miosen çöküntülərinin stratigrafiyası və litologiyasına dair yeni məlumatlar // Azərbaycanca Geofizika Yenilikləri, 2007, № 5, s. 28-35.
114. Xəlifəzadə Ç.M., Məmmədov İ.Ə. Çökmə süxurların və hövzələrin fasia və formasiya təlimi. Bakı: 2003, 167 s.
115. Xəlifəzadə Ç.M., Mürsəlov V.A. Turbidit qumlu sistemləri Cənubi Xəzərin qərb bortunun məhsuldar qatında rezervuarların nişanəsi kimi / Akademik Ş.Mehdiyevin xatirəsinə həsr olunmuş regional konfrans, Bakı: 2005, s. 11.
116. Xəlifəzadə Ç.M., Mürsəlov V.A., Talıblı A.R. Şərqi Azərbaycanın Məhsulqar qat dənizinin səviyyəsinin regional fluktuasiyasının bəzi aktual məsələləri // Azərbaycanca Geofizika Yenilikləri, 2007, № 1, s. 42-44.
117. İbrahimov Z.M., Fərzəliyev H.M. Aşağı Kür neftli-qazlı rayonunda axtarış- kəşfiyyat işlərinin istiqamətində dəyişikliklər edilməsi // ANT, 2006, № 12.
118. Kəngərli T.N. Böyük Qafqazın alp örtüyünün hüdudlarında tektonik laylanması. Geo.-min. elm. dok. avtoref. Bakı: 2009, 54 s.
119. Məcidov N.Ə., Yusifov M.H., Ömərov Ə.K. və b.,Yeni geoloji-geofiziki məlumatlar əsasında Ağburun-dəniz strukturunun tektonik quruluşunun dəqiqləşdirilməsi, neft-

- qazlılıq perspektivliyi və Mezozoy çöküntülərinin açılması perspektivliyi AHX, 2015, № 3 səh. 3-5.
120. Rüstəmov R.E. Cənubi Xəzərin qərb cinahının məhsuldar qat çöküntülərinin terriqen-mineraloji əyalətləri məsələsinə dair// ANT, Bakı: 2001, s. 14-18.
 121. Rüstəmov R.E. Cənubi Xəzərin MQ çöküntülərinin (fasilə və balaxanı lay dəstələri) gil mineralları assosiasiyasının paylanması dair // Azərbaycan Ali Texniki məktəblərin xəbərləri 2001, №5, s. 36-42.
 - 121a. Халифазаде Ч.М. и др. Вопросы генезиса месторождений каменной соли и цикличности соленакпления в миоценовых бассейнах Нахчиванской впадины. Проблемы вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа. Баку, 2007, стр. 312-323.
 122. Balderman A., Grathoff G.H., et al., micromileum controlled geoacnitization in fecal peleets at oker (Central Germany) clay mineralogy 2012., 047 409.
 123. Bowen R.B. Paleotemperature analysis of belemnitoides and Jurassic paleoclimatology// Journal geology, vol. 69, 1961, № 3.
 124. Bowen R.B. Paleotemperature analysis. Amsterdam, London, New York: 1966, 180 p.
 125. Brunet M.F., Korataev M.V. The South Caspian basin, review of its Evolution from subsidence modeling // Sedimentary geology, N 156, p. 119-148.
 126. Clare E Davis, Simon Clang et al. Comparison of the Neogene productive series Azerbaijan with modern ephemeral fluvial systems around Lake Eyre Australia / International Heidelberg Conference, Abstract book, Baku:

2004, p.56-57.

127. Croves J.R., Jefted A.S. et al. Biostratigraphic and isotopic evidences for determining rates of rocks accumulation within productive series of Eastern Azerbaijan / International Symposium: Oil and gas petroleum systems in rapidly subsiding basins, Abstract book, Baku: 1996.
128. Christian C Obasi, Dennis O, Terry In., Georgy H Mayk et al: Qlauconite composition and morphology, shocked quars and the origen of the gretasus matn fosiliferrus, layers (MFL) in Southern New Jersey Journal in sedimentary research July 2011. Vol. 81. 7. P 479-494.
129. Epsteins S. temperature shall growth relation of recent and interglasial Pleistocene biota from Bermuda // geology 1953, pp 424-438.
130. Faibridge R.W. World sea level and land climate changes// Nature 6 1962, pp 125-128.
131. Green T., Abdullayev N., Hossack J., Riley G. Sedimentation and subsidence in the South Caspian Basin // Azerbaijan, South Caspian to Central Iran basins. Geological Society of London, Special publication 312, 2009, p.241-260
132. Hendrics S.B., Ross C.S., The Chemical composition and genesis of glauconite and celodonite// American mineralogist 26, 1961., p 420-432.
133. Hinds D.J., Alieva E., Allenatall M.B., Sedimentation in discharge dominated fluvial- Lacustraine system: theolagene productive serves of the south Caspian basin Azerbaijan. Marine and petroleum geology. 2004., P. 613-638.

134. Kangarly T.N. Alpine geodynamics of the earth's crust of Azerbaijan / Preceedings at the 5th Baku International Congress, Baku: 1999, V.10, p. 199- 205
135. Kerimiv K.M., Khalifa-zade Ch.M. Low stand systems tract reservoirs in the South Caspian buried structures / Proceeding of fifth International Congress in Energy, Ecology, Economy, Baku: 1999, p. 240-245.
136. Khalifa-zade Ch.M. On the distribution of the turbidity type reservoirs in productive series within South Caspian deep water structures / International Heidelberg Conference, Abstract book, Baku: 2004, p.79-80
137. Khalifa-zade Ch.M. "New data on the distribution of turbidity system in the productive series within South Caspian depression" Third International Conference on the Petroleum Geology and Hydrocarbon potential of the Black and Caspian Seas Areas - Neptun-Constanta, 1998, p. 26-31.
138. Khalifa-zade Ch.M. Askerov F.H. On the prognosis of oil and gas deposits in the composition of clay rocks in PS of South Caspian depression / The third International Congress of Energy, Ecology, Economy, Abstract of papers Baku: 1995.
139. Khalifa-zade Ch.M., Khayrulin R.Kh. On the distribution of turbidity system within South Caspian basin // Proceeding of the fourth International Congress, Baku: 1997, pp. 16-120.
140. Khalifa-zade Ch.M., Mursalov V.A. South Caspian Pliocene-Anthropogenic basin / EAPG, ASPG, V International Conference, 2005, Baku: p.3.01

141. Khalifa-zade Ch.M., Mursalov V.A., Huseynov R.A. Paleogeography and types of the Pliocene basins within South Caspian Trough / EAGE, International Conference of Petroleum Geology and the Hydrocarbon Potential of the Caspian and Black Sea Regions, 2008, p. 165-168.
142. Khalifa-zade Ch.M., Rustamova R.E. New data on the paleogeographic model of the productive series basin dissemination of the turbidity sandy system within South Caspian depression // NASA Geosciences News, 2003., № 1 p.65-72
143. Khalifazadeh Ch.M., Mursalov V.A. Paleogeography and types of pliocene basins within south Caspian. Caspian and black sea geosciences conference, EAGE extention Abstract 2008
144. Kuenen Ph.H. Experiments in connection with turbidity currents and clay suspensions // Colston papers 17, London: 1965.
145. Kuenen Ph.H. Matrix of turbidities-experimental approach // Sedimentology, 1966 №7, pp. 26-30.
146. Mamedov P.Z. Model of the South Caspian megabasin on the investigation // Abstract book of the 67 Conference EAGE, Madrid: Spain, 2007, p.213-217.
147. Martin A., Aalen M., Simons M., Branles F. et al: Provenance patterns in Neotectonic basin: Pliocene and quaternary sediment supply to the south Caspian. Basin Research V.15., 2003., p.321-337.
148. Manqino S., Presley K. The crystal structure of the Southern Caspian Region // Geophysical Journal International, 1998, 133, p.630-648.

149. Marie-Francoise Brunet Geodynamic and tectonic framework of the South Caspian basin evolution / International Heidelberg Conference, Abstract book, Baku: 2004, p.13-14.
150. Mark Allen, Stephan Vincent, Care Daves et al. Tectonostratigraphy of the paratethyan basin / International Heidelberg Conference, Abstract books, Baku: 2004, p.11-12
151. Mitchell A.N. Reading H.G. Continental Margin, geosynclines and ocean floor spreading // J. Geology, N 77, p. 625-646.
152. Overeem J., Krocnberger S.B., Vedkamp A. et al. Small scale stratigraphy in a large ramp delta: Recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea// Sedimentary Geology, 2003, N 154, p. 133-157.
153. Raymond V.D. Tectonics of Sedimentary basins. GSAB Vol. 100, 1818. 2003, p.1704-1719.
154. Reading H.G. Environment and faces. Academic Press London: New York, 1978, p. 510.
155. Selly R.C. Applied Sedimentology. Academic press London, New York, San- Francisco, 2005, p.400.
156. Stuart S., Egan J.Mosar, Marie F. Brunet, Kengerly T. Subsidence and uplift mechanism within the South Caspian Basin: insights from the onshore and offshore Azerbaijan region // South Caspian to Central Iran basins. Geological Society of London, Special publication 312, 2009, p.210-239
157. Schmub F.L. Geosynclinal compositions and the new global tectonics // J. Sedim. Petrology, 1971, N 41, p.928-

938.

158. Shikhaliyev Y.A. The comparison of the middle Pliocene deposits within Absheron pre-balchan sill // Caspian basin Geophysics News in Azerbaijan, Baku: 1999, № 3.
159. Suleymanov A.M. Conditions of lower Pliocene deposits accumulation in Kura gulf of Caspian Lacustrine basin / International Heidelberg Conference, Baku: 2004, p.70-71.
160. Tarling D.H. and Runcorn S.K. Implication of Continental drift to the Earth Science. Cols I and II Academic Press London, New York, 1973, p.1 184.
161. Val P.R., Mitchum R.M. all Seismic Stratigraphy and global changes of sea Level. Vol. 3 and 4: Seismic Stratigraphy, AAPG memoir, 1995, p.83-97.
162. Urey H., paleothermperatures of the past option cretaceous as me terminated by the oxygen isotope method// geology, V62 3, 1954 pp 207-248.
163. Kriigsman W., Stoica M., Vasihev I. et.al., Pise and fallo 9 of the priftetis sea during the messian salinity crisis// Earth planet, sci. left 290 p. 183-191.
164. Yusubov N.P., Guliyev G.A., Borovikov A.Y. et.al: Deep structure of the Nouthern Absheron uplift zon's sedimentary cover and its oil and gas biaring prospects on scismic data (as matter of disscasion) AOI 2, 2010. P.13-19.
165. Svytoch A.A. The history of the Grater Caspian the late pliocene basins of Caspian. Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. № 1. 2013, P.3-27.

